

КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

---

# **ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ КАРЕЛИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО „КАРЕЛИЯ“  
ПЕТРОЗАВОДСК • 1972

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ  
СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ  
КАРЕЛИИ

1973 г.

УДК 551.72(470.22)

**Редакционная коллегия:**

**В. А. Соколов** (председатель), **Б. Я. Алексеев**,  
**Г. С. Бискэ**, **А. И. Богачев**, **А. С. Пекки**, **В. И. Робонен**, **М. А. Елисеев** (секретарь)

**Научный редактор**  
доктор геолого-минералогических наук  
**В. А. СОКОЛОВ**



**Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Коллектив авторов. Изд-во «Карелия», Петрозаводск, 1972, 187 стр.**

Ряд важнейших вопросов геологии Карелии (граница нижнего и среднего протерозоя, объем сариолийского отдела и тунгудско-на-  
двоицкой серии, корреляция ятулийских отложений и соотношение  
ятулийской и суйсарской серий) до сих пор во многом остается  
дискуссионным. Предлагаются новые пути их решения, в основе кото-  
рых лежат новейшие данные, полученные при изучении геологии,  
стратиграфии, тектоники, литологии и вулканологии среднепротерозой-  
ских образований Карелии большим коллективом геологов.

Библ. 114 назв., илл. 64, табл. 3.

## ВВЕДЕНИЕ

При рассмотрении стратиграфии докембрия восточной части Балтийского щита на конференции в Ленинграде (февраль 1967 г.) в числе ряда геологических вопросов, имеющих важное значение в практической деятельности геологов, для первоочередного решения были предложены следующие: о геологической границе нижнего и среднего протерозоя, об объеме сариолийского отдела и тунгудско-надвоицкой серии, о корреляции разнофациальных отложений ятулия и соотношении ятулийской и суйсарской серий. Все эти вопросы составляют суть проблемы геологии среднего протерозоя.

Решением конференции рекомендована стратиграфическая схема стратотипических подразделений, где средний протерозой выделен в составе четырех отделов (разделов) — сариолийского, ятулийского, суйсарского и вепсского (иотнийского), границы среднего протерозоя определены цифрами  $1900 \pm 100$  и  $1650 \pm 50$  млн. лет. Нетрудно заметить, что в основу рекомендованной схемы положена стратиграфическая схема, разработанная К. О. Кратцем с сотрудниками (1958, 1963). Однако принятие указанного решения не устранило многих дискуссионных вопросов. Даже объем среднего протерозоя продолжает рассматриваться неоднозначно. Так, М. А. Гилярова (1969) под средним протерозоем понимает отложения в основном суйсарского отдела (хогландия), а ятулийские и сариолийские относит к нижнему протерозою. Л. Я. Харитонов (1966) не использует термин «протерозой», а применяет название «карелий», причем к нижнему карелию относит сариолийские толщи, а к среднему — отложения бергаульской серии, а также сегозерского и онежского отделов ятулия. В. З. Негруца и его соавторы (1967) включают в состав среднего протерозоя тунгудско-надвоицкую серию, которая вместе с сариолием составляет в их схеме доятулийский раздел. Эти расхождения отражают не столько терминологическую привязанность исследователей к привычным для них названиям, сколько разное понимание тех или других геологических фактов, лежащих в основе их стратиграфических построений.

За период, прошедший после проведения стратиграфической конференции, накоплен большой фактический материал, который позволяет, с одной стороны, лучше понять имеющиеся данные, а с другой — выдвигать новые решения ряда вопросов геологии среднего протерозоя. Все это делает своевременным данное обобщение геологических материалов, полученных в ходе тематических комплексных (литологических, вулканологических и др.) исследований сотрудниками Института гео-

логии Карельского филиала АН СССР, часто в творческом содружестве с геологами Карельской комплексной экспедиции СЗТГУ.

В написании настоящей работы принимал участие большой коллектив авторов, доля труда которых оговорена в оглавлении, а само построение работы отражает ее тематическую направленность к разбору разных аспектов геологии среднего протерозоя в плане вопросов, рекомендованных в решении названной выше стратиграфической конференции.



# **I. К ПРОБЛЕМЕ ГЕОЛОГИИ САРИОЛИЯ**

## **ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

Термин «сариолий» (Sariola как синоним названия Похъяла — Север — употреблялся в древнефинском языке для обозначения области, прилегающей к Северному морю — Северному Ледовитому океану) был введен в геологическую литературу (P. Eskola, 1919, 1925) для обозначения конгломератов (в основном гранитных), залегающих в основании толщи ятулийских кварцитов и составляющих «сариолийскую фацию ятулия». В ходе геологических исследований в разные годы этим конгломератам придавалось различное геологическое значение в связи с общим становлением взглядов на стратиграфию протерозойских комплексов в целом. Нет надобности в хронологическом изложении истории становления этих взглядов и часто меняющейся оценки значения конгломератовых толщ при обосновании той или другой точки зрения — это уже нашло отражение в ряде монографических работ (Геология СССР, т. XXXVII, Карельской АССР; Кратц, 1963; Харитонов, 1966). Мы ограничимся лишь кратким перечнем взглядов разных геологов по вопросам: объем сариолия, соотношение сариолийских толщ с подстилающими и перекрывающими комплексами, т. е. по вопросам, которые определяют разные аспекты проблемы геологии сариолия.

## **ОБ ОБЪЕМЕ САРИОЛИЯ**

1. Первоначально под этим названием понимали единую толщу гранитных конгломератов, являющихся базальными для ятулийских (или карельских) образований. По мере накопления фактических данных в составе сариолия как геологической единицы стали выделяться гранитные и полимиктовые конгломераты, аркозы и другие типы пород, в том числе зеленокаменные брекчии и конгломераты. В этом находила отражение все возрастающая детальность геологических работ, которая и приводила часть исследователей к необходимости обогащать «петрографический фонд» сариолия, не меняя основного представления о его объеме и единстве. Наиболее отчетливо это выразилось в стратиграфической схеме, разработанной К. О. Кратцем с сотрудниками (1958). Согласно их схеме все подъятулийские гетерогенные конгломератовые толщи<sup>1</sup> соответствуют сариолийскому отделу, залегающему в основании среднего протерозоя. Такая же идея о геологическом единстве

<sup>1</sup> К числу этих образований относились и горизонты конгломератов (кварцево-гранитных), залегающих в основании нижнего ятулия, выше горизонта коры выветривания, перекрывающей толщи сариолия. (Прим. ред.)

конгломератовых образований сариолия красной нитью проводилась ранее в работах А. А. Иностранцева (1877), В. М. Тимофеева (1935), Н. Г. Судовикова (1939), М. А. Гиляровой (1948), В. А. Перевозчиковой (1957) и других геологов.

2. Различные петрографические типы сариолийских конгломератовых толщ рядом исследователей были признаны за самостоятельные стратиграфические горизонты. Так, собственно сариолийскими Л. Я. Харитонов (1938) считал только гранитные конгломераты, а полимиктовые и зеленокаменные (чебинско-косозерского типа) причислял к основанию более молодого, по его мнению, онежского отдела (системы), залегающего с угловым несогласием на подстилающих породах. Подобное же расчленение сариолийских толщ на разновозрастные горизонты было проведено В. З. Негруца (1963), который гранитные конгломераты относил в основание его нижнего ятулия, включающего образования тунгудской серии и другие, а полимиктовые — в основание среднего ятулия, залегающего с подстилающими породами согласно. Ю. Б. Богданов и А. С. Воинов (1964) при описании конгломератов северной Карелии выделили три типа разновозрастных конгломератов, нижний горизонт которых подстилает вулканогенную толщу, а средний переслаивается с кислыми и основными эффузивами. Таким образом, конгломератовые образования единого сариолийского отдела были разделены, по крайней мере, на два разновозрастных горизонта.

3. Установление фактов согласного залегания и, частью, переслаивания сариолийских конгломератов с основными эффузивными породами привело некоторых геологов к необходимости расширить объем сариолия за счет включения в его состав части основных вулканитов из состава тунгудско-надвоицкой серии (Лобанов, 1962 б, 1963).

4. Различные точки зрения на состав сариолия, когда его первоначальный стратотипический объем наполнялся различным содержанием или, наоборот, дробился на несколько групп, приводили в некоторых работах к утрате этого термина, и конгломератовые толщи выделялись под названием подсвит или пачек янгозерской, летнеозерской, соваярвинской свит (легенда к геологическим картам среднего масштаба, принятая СЗТГУ).

### **Нижняя граница сариолия и соотношения с подстилающими толщами**

1. Наиболее распространенным является мнение, что сариолийские толщи, находящиеся в основании среднего протерозоя или карельского комплекса, залегают с угловым несогласием на всех подстилающих породах, определяя крупный стратиграфический перерыв на рубеже нижний — средний протерозой, докарелий — карелий и т. д.

2. Сариолийские конгломераты без видимого несогласия (Лобанов, 1961, 1963) залегают на основных эффузивах, ранее относимых к нижнему протерозою, а теперь причисляемых к среднему. Этот вывод был сделан в районе р. Кумсы. Точку зрения о согласном залегании конгломератов с основными и кислыми эффузивами в районе оз. Панаярви высказывали также В. И. Шмыгалева (устное сообщение), Ю. Б. Богданов и А. С. Воинов (1962). Подобных взглядов придерживается и А. В. Сипицын (1969), который поставил вопрос о целесообразности выделения сариолийского отдела в прежнем его объеме, имея в виду, что геологические процессы, приведшие к образованию сариолийских конгломератов, относятся, с одной стороны, к заключительной стадии тунгудской эпохи (туфоконгломераты), а с другой — к начальной стадии ятулия (осадочные конгломераты).

### Соотношение конгломератов сариолия и предъятулийского профиля выветривания

1. Весьма распространенной является точка зрения, в соответствии с которой предъятулийская кора выветривания образуется на всех дъятулийских породах, вплоть до сариолийских. Причем к сариолию относятся все конгломератовые толщи (кроме кварцевых), залегающие ниже кварцитов.

2. М. А. Гилярова считает, что горизонт коры выветривания залегает ниже конгломератовых толщ, а частью является синхронным по времени образования конгломератам сариолия.

3. Существуют гранитные конгломераты двух возрастных групп. Одни из них — сариолийские, которые перекрываются древней корой выветривания; другие, отличающиеся от первых по сумме структурно-текстурных признаков, сами перекрывают кору выветривания и относятся к нижнему ятулию, с песчанистыми осадками которого они связаны постепенными переходами (Соколов и др., 1966).

### Соотношения сариолийских и ятулийских толщ

1. Наиболее распространенной является точка зрения о согласном залегании ятулийских отложений на сариолии.

2. Ятулийские отложения залегают на сариолийских толщах с угловым несогласием (см. главу II настоящего сборника).

Перечень основных взглядов по разным вопросам геологии сариолия показывает, что в настоящее время в геологической литературе имеются различные, часто диаметрально противоположные точки зрения по основным аспектам обсуждаемой проблемы. Одним из путей обсуждения и приближения к решению этих вопросов является предлагаемый ниже

Таблица 1

#### Рабочая классификация пород сариолийского осадочно-вулканогенного комплекса Карелии

Группа	Подгруппа	Размерность			Хемогенные образования
		псефитовая	псаммитовая	пелитовая	
Осадочная		Глыбовые, валунные и галечные конгломераты и брекчии	Гравелиты, песчаники, алевролиты	Аргиллиты, сланцы	Кремнистые и железистые породы (например, кремнистый доломит, кремнистый туфосланец)
	Пирокласто-осадочная (>20% осадочного материала)	Глыбовые, валунные, галечные туфо-конгломераты и туфобрекчии	Туфогравелит, туфопесчаник, туфоалевролит	Туфосланец	
Эффузивно-пирокластическая	Осадочно-пирокластическая (<20% осадочного материала)	Глыбовые, валунные, галечные ксено-агломераты	Гравелито-туффит, псаммито-туффит, алевроито-туффит	Пелито-туффит	Силицит
	Пирокластическая	Глыбовый, валунный, галечный агломерат	Гравелитовый туф, псаммитовый туф, алевроитовый туф	Пелитовый туф	
Эффузивная	Лавокластическая	Лавобрекчия, кластолава			
	Лавовая	Пенистая лава, вариолиты, миндалекаменные лавы, порфириты, шаровые лавы и т. д.			



путь изложения конкретного фактического материала по строению сариолийских толщ, а также установление соотношения их с подстилающими и перекрывающими толщами в ряде районов Карелии.

Сариолийские конгломератовые толщи спорадически развиты во многих районах республики. Географическое распространение их описано К. О. Кратцем (1963) и другими исследователями. Поэтому, отсылая читателя к опубликованным работам, содержащим и библиографию по затронутому вопросу, мы перейдем к изложению материала по тем районам, где в ходе наших комплексных геолого-литолого-вулканологических исследований был получен новый фактический материал по рассматриваемой проблеме, предварительно оговорив некоторые термины, используемые в работе.

При описании и диагностике сариолийских образований выявилась необходимость вводить новые обозначения, понятия, определения для пород ряда осадочные — пирокластические — эффузивные. С этой целью была предложена классификация вулканогенно-обломочных пород (табл. 1) Е. Ф. Малеева (1963) с некоторыми изменениями:

- приняты по возможности однословные термины;
- использована литологическая шкала размерности;
- граница эффузивно-пирокластической и пирокласто-осадочной групп проводится по наличию менее или более 20% (а не 50%) осадочного материала в связи с важностью установления даже небольшой его примеси;

- введен раздел «Хемогенные образования»;
- вулканогенно-терригенные образования считаются обычными осадочными, в связи с этим термин «пирокластический» не заменяется на «вулканокластический»;

- все рассматриваемые образования благодаря метаморфизму могут диагностироваться как «туфоиды», в понимании Е. Ф. Малеева, однако, используемая классификация построена лишь на основе анализа сохранившихся первичных особенностей пород.

Содержание вводимых понятий соответствует общепринятым в вулканологии (Малеев, 1963), имеющаяся специфика будет ясна в последующем изложении.

Конгломератовые образования различаются по составу в соответствии с предложением И. Н. Лобанова (1963):

- метадиабазовые или зеленокаменные конгломераты — породы, на 90% и более состоящие из обломков основных пород;

- гранитные конгломераты — породы, содержащие более 90% гранитного материала;

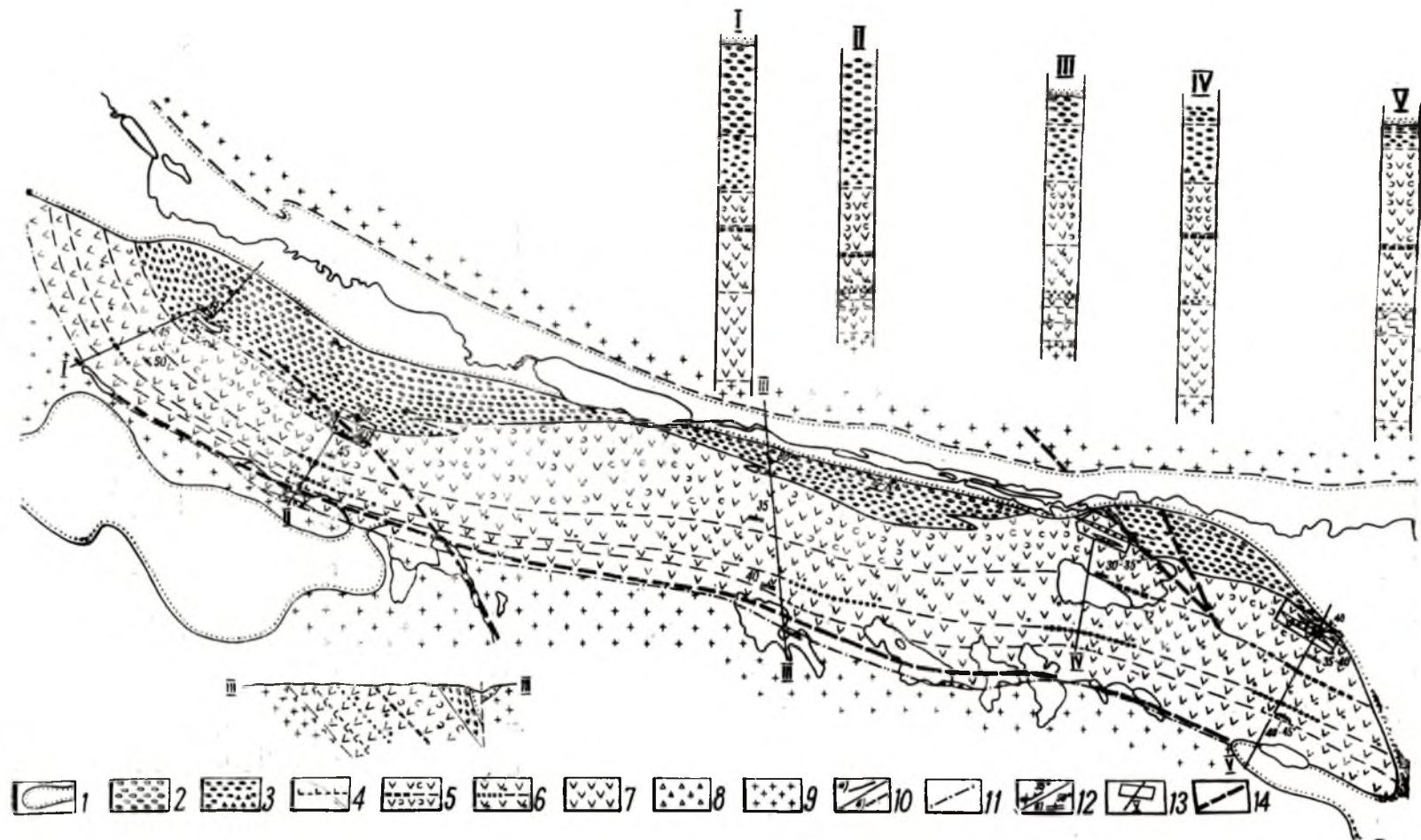
- полимиктовые конгломераты. Им соответствуют все промежуточные по составу крупнообломочные породы.

При расчленении толщ основных эффузивов понятия «лавовый поток» и «лавовый покров», на основании имеющихся в настоящее время данных, принимаются как равнозначные.

## СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ СУМИЙСКО-САРИОЛИЙСКОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСА

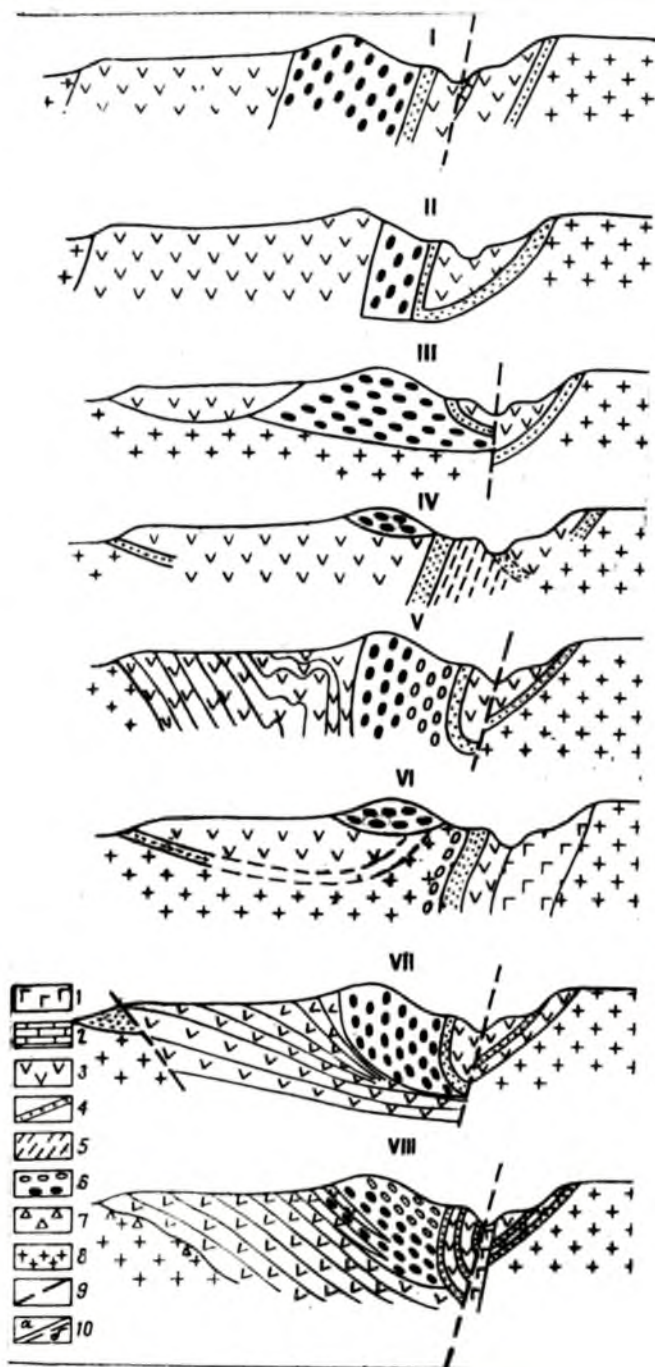
### РАЙОН р. КУМСЫ

Широкое развитие в этом районе разнообразных геологических комплексов (фиг. 1.), легкая доступность, неравномерная, по участками хорошая обнаженность издавна привлекали внимание геологов. Именно



Фиг. 1. Схема геологического строения Кумсинской структуры. Детальные профили: I — юго-восточнее д. Плаковара; II — северо-западнее д. Чебино; III — пос. Падун; IV — оз. Стороннее; V — южнее г. Медвежьегорска.

1 — контуры областей развития ятулийских пород; 2 — преимущественно гранитные конгломераты; 3 — эффузивно-пирокластические и пирокласто-осадочные образования переходной подтолщи (в том числе зеленокаменные и полимиктовые конгломераты); 4 — полосчатые габбро-диабазы; 5 — опорный горизонт плетитовых порфиров; 6 — опорный горизонт альбитовых порфиров и диабазов с альбитовыми выделениями; 7 — эффузивные диабазы; 8 — элювиально-делювиальные брекчии; 9 — гнейсо-граниты; 10 — контуры площадей развития, прослеженные в обнажениях (а) и по редким обнажениям и аэрофотосъемке (б); 11 — границы распространения сумских образований; 12 — элементы залегания слоистости (а) и пластовой отдельности (б); 13 — участки детальных работ; 14 — разломы.



Фиг. 2. Строение Кумсинской синклинали в районе пос. Падун по материалам следующих авторов:

I — Харитонов, 1938; II — Вярюнен, 1959; III — Гилярова, 1949; VI — Харитонов, 1949; V — Кратц, Рийконен, 1958; VI — Харитонов, 1958; VII — Лобанов, 1963; VIII — по данным авторов настоящей работы:

1 — габбро-диабазы; 2 — карбонаты; 3 — диабазы; 4 — конгломерато-песчанниковые породы; 5 — сланцы; 6 — конгломераты гранитные и зеленокаменные; 7 — элювиальные брекчии; 8 — гнейсы; 9 — линии разломов; 10 — границы установленные (а) и предполагаемые (б).



здесь были созданы многие стратиграфические схемы протерозоя, район приобрел значение своеобразного геологического полигона, места многочисленных геологических экскурсий.

Начиная с А. А. Иностранцева (1877) и Р. Eskola (1918, 1925, 1948), строение района рассматривали в своих работах В. М. Тимофеев (1935), Л. Я. Харитонов (1937, 1938, 1941, 1949, 1958, 1960, 1966), М. А. Гилярова (1948), Н. Väyrynen (1938, 1939), Х. Вяйрюнен (1959), К. О. Кратц (1955, 1958, 1963), К. О. Кратц, К. А. Шуркин (1960), О. А. Рийконен (1960), В. А. Соколов (1963), И. Н. Лобанов (1962, 1963), В. З. Негруца (1966), В. А. Соколов с сотрудниками (1966, 1970) и многие другие геологи. Эволюция представлений о строении Кумсинской структуры хорошо иллюстрируется схематическим поперечным разрезом в районе пос. Падун (фиг. 2) в интерпретации различных авторов.

В районе р. Кумсы, от г. Медвежьегорска на востоке до района д. Плаковара на западе, широко развиты: толща вулканогенных основных пород, конгломераты сарниолия и ятулийские осадочно-вулканогенные отложения. Все эти комплексы имеют, в общем, субширотное простирание и с севера и юга окаймляются большими полями нерасчлененных гранито-гнейсовых пород архея — нижнего протерозоя. Из всей совокупности геологических вопросов в данном районе нас интересуют следующие: строение вулканогенной и конгломератовой толщ, их взаимоотношение между собою, а также их геологические взаимоотношения с ятулийскими отложениями.

### Вулканогенная толща

Породы вулканогенной толщи образуют в плане полосу шириной от 0,5 до 3,5 км, вытянутую с востоко-юго-востока на западо-северо-запад на 35—40 км. С юга эти породы граничат с архейскими — нижнепротерозойскими гранитами и гнейсо-гранитами, а с севера контактируют с конгломератами сарниолия (см. фиг. 1).

Многочисленные переслаивающиеся потоки и покровы лавовой толщи, слагающие южное крыло Кумсинской тектонической структуры, имеют моноклиальное падение на север с пологими углами в основании толщи (20—30°), средними — в середине (45—50°) и более крутыми в районе южного борта долины р. Кумсы (60° и круче). В ряде участков в пределах полосы распространения основных пород отмечается некоторое усложнение общей моноклиальной структуры с образованием небольших поперечных и продольных флексурных перегибов, сопровождающихся малоамплитудными тектоническими сбросами и продольными сбросо-сдвигами (район оз. Ригалампи). Значительно чаще устанавливаются зоны локального продольного расщепления (кливажа), главным образом в породах кровли лавовых потоков и покровов; реже наблюдается поперечный секущий кливаж в зонах флексурных перегибов эффузивных пород. Толща основных эффузивов залегает на нерасчлененных архейских — нижнепротерозойских плагио-микроклиновых гранитах, их мигматитах и гранито-гнейсах. Непосредственные контакты диабазов с гранитным основанием к настоящему времени не установлены, но сближенные их выходы наблюдаются во многих местах, например, на берегу оз. Ригалампи, в районе д. Чебино.

На северо-восточном берегу оз. Ригалампи наблюдаются выходы серых массивных плагио-микроклиновых гранитов, которые через 15—20 м сменяются выходами гранитных конгломерато-брекчий того же состава, что и граниты. Обломки в брекчиях имеют остроугольную, угловатую, реже овальную форму, размер их колеблется от глыб в несколько десят-



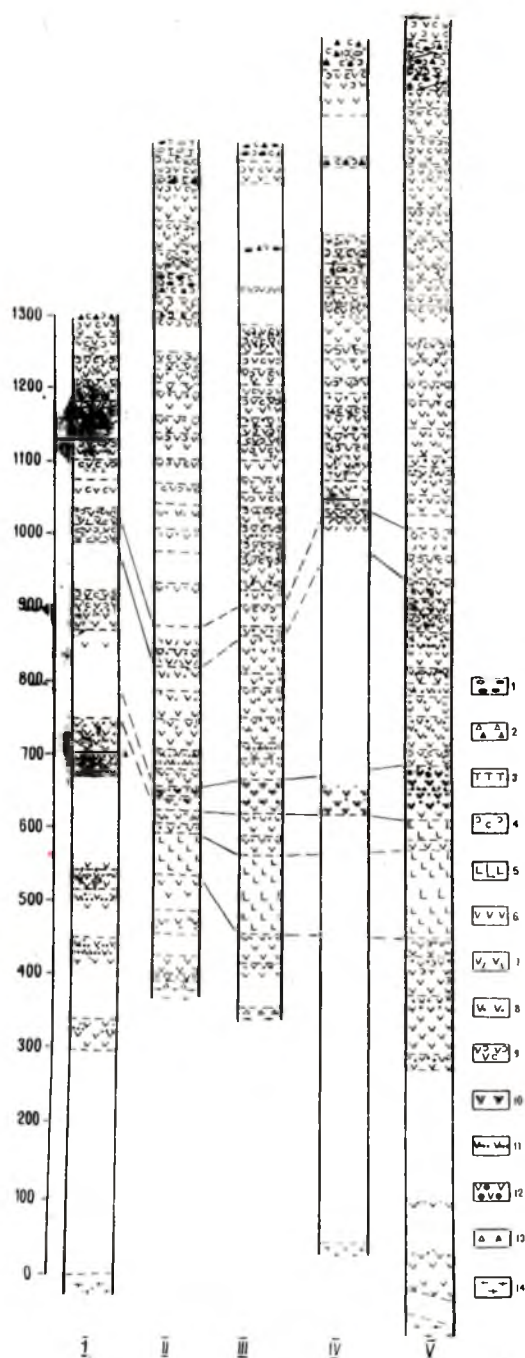
ков сантиметров до гранитной дресвы, преобладают обломки от 1 до 5 см (фиг. 3). Цементом в брекчиях служит аркозовый материал. Подобное же строение контактовой зоны отмечается и на южном берегу оз. Орлового. В районе д. Чебино также наблюдается сближенный выход гранитов с развитыми на них элювиальными конгломерато-брек-



Фиг. 3. Элювиально-делювиальные гранитные брекчии оз. Ригалампи.



Фиг. 4. Элювиально-делювиальные гранитные брекчии северо-западнее д. Чебино.



Фиг. 5. Колонки вулканогенной толщи района р. Кумсы. I—V—детальные профили. (см. фиг. 1)

1 — агломераты и ксеноагломераты с гранитным (светлые) и зеленокаменным (темные кружки) материалом; 2 — то же, с угловатыми фрагментами; 3 — признак пирокласто-осадочной группы пород; 4 — признак эффузивно-пирокластической группы пород; 5 — среднезернистые и крупнозернистые габбро-диабазы; 6 — мелкозернистые диабазы; 7 — диабазовые порфиры (второй реперный горизонт); 8 — миндалекаменные диабазы; 9 — диабазовые лавобрекчии; 10 — диабазы с альбитовыми миндалинами (первый реперный горизонт); 11 — вариолиты; 12 — шаровые лавы; 13 — элювиально делювиальные гранитные брекчии; 14 — граниты и гранитоиды.

чиями. Однако обломочный материал на данном участке в брекчиях более разнообразен, наряду с обломками плагиомикроклиновых гранитов здесь встречаются обломки розовых микроклиновых гранитов, гранит-аплитов и основных амфиболитизированных пород (фиг. 4). Цемент в этих элювиальных конгломерато-брекчиях достаточно сильно гематитизирован и окремнен, что, по-видимому, связано с контактовым воздействием вышележащих лав. После перерыва в обнажениях в 1,5—2,0 м отмечаются первые выходы миндалекаменных диабазов основания лавовой толщи.

Вместе с тем необходимо указать, что в районе оз. Собачьего граница лавовой толщи с породами основания тектоническая; это отмечалось еще Л. Я. Харитоновым (1963), К. О. Кратцем (1963) и другими.

Залегающие стратиграфически выше элювиальных конгломерато-брекчий основные породы образуют мощную лавовую толщу, состоящую в различных профилях из 30—37 лавовых покровов и потоков<sup>1</sup> общей мощностью до 1250 м (фиг. 5).

При детальном вулканологическом исследовании через полосу нерасчлененных ранее эффузивов вкост их простираения примерно через 5—8 км друг от друга были пройдены опорные профили (разрезы) (см. фиг. 1):

- от д. Плаковара до оз. Лага — I;
- в районе д. Чебино — II;
- от пос. Падун до оз. Ригалампи — III;
- от руч. Кубышкина до оз. Стороннего — IV;
- от оз. Плотичьего до оз. Собачьего — V.

Не имея возможности дать описание эффузивов по каждому из этих профилей, ниже приводим краткую характеристику внутреннего строения вулканогенной толщи района, основывающуюся на данных, полученных в процессе геологической документации разрезов (фиг. 6) и пройденных между ними маршрутов.

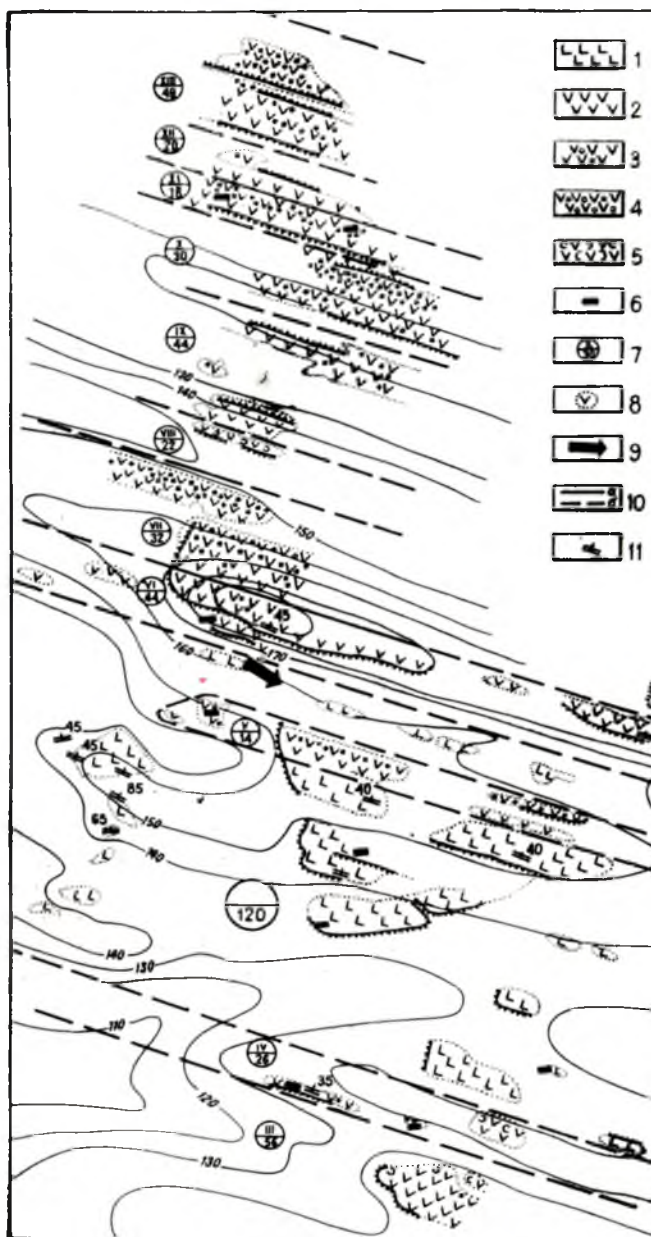
Лавовая толща состоит из большого числа (не менее 37) переслаивающихся, довольно однообразных по петрографическому составу, диабазовых покровов и потоков с переменной мощностью от 10 до 45—50 м, прослеживающихся по простираению на значительные расстояния (более чем на 30 км) в пределах Кумсинской структуры (см. фиг. 1, 5).

В разрезе лавовой толщи представляется возможным выделить несколько горизонтов. Каждый из них объединяет ряд лавовых покровов и потоков, в пределах которых устанавливается закономерная смена текстурно-структурных особенностей пород кровли, заключающаяся в переходе миндалекаменных текстур в основании горизонтов к пенистым, шлаковидным и брекчированным в верхах. Описание дается снизу вверх по разрезу:

1. В основании разреза вулканогенной толщи Кумсинской структуры устанавливается горизонт, состоящий из трех — пяти лавовых покровов и потоков мощностью от 14,0 до 80,0 м, сложенных в подошве массивными, однороднозернистыми диабазами, переходящими к кровле в миндалекаменные разности. Миндалекаменные диабазы кровли в текстурном отношении похожи на пенистые лавы с большим количеством хлорито-кальцитовых и кварцево-эпидотовых миндалин. В ряде случаев миндалекаменные диабазы кровли по простираению покровов и потоков

<sup>1</sup> Указанные количества лавовых потоков и покровов и их суммарная мощность соответствуют установленному числу при детальном описании обнаженных частей разрезов.





Фиг. 6. Переслаивание лавовых покровов и силлов габбро-диабазов в нижней части разреза лавовой толщи. Участок детального плана профиля V.

1 — габбро-диабазы; 2 — мелкозернистые диабазы; 3 — миндалекаменные диабазы; 4 — пенные лавы; 5 — диабазовые лавобрекчии; 6 — сульфидная минерализация; 7 — номера покровов и их мощности; 8 — контуры обнажений; 9 — направление течения лавы; 10 — границы покровов, установленные (а) и предполагаемые (б); 11 — элементы залегания пластовой отдельности.

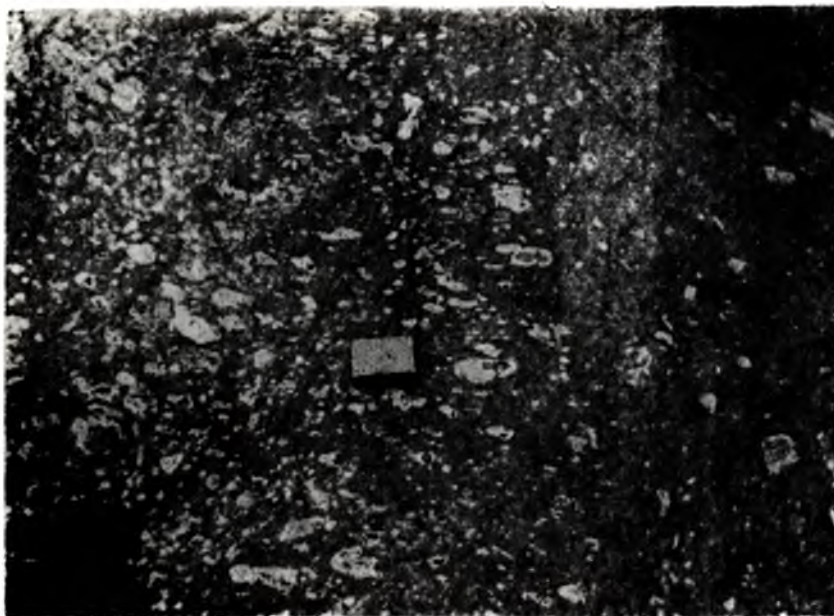


переходят в брекчированные разности, напоминающие диабазовые лавобрекчии (автобрекчии). Мощность  $\approx 200$  м.

2. Вышележащий горизонт, объединяющий от 6 до 8 лавовых покровов и потоков, в основании содержит два лавовых покрова, сложенных в подошве и средней части главным образом массивными меланократовыми диабазами, реже — их миндалекаменными разностями, которые к кровле сменяются мандельштейнами с обилием округлых мелких (до 1 см в диаметре) миндалин, заполненных кварцево-альбитовым и альбитовым материалом. В некоторых участках их кровля имеет «слоистое» строение, которое заключается в чередовании «слоев» или полос, обогащенных альбитовыми миндалинами, с полосами, сложенными вариолитовыми диабазами. Мощность каждого из этих покровов по целому ряду пересечений не превышает 40—45 м. Выше следуют четыре — шесть маломощных лавовых покровов, состоящих в кровле из миндалекаменных диабазов (мандельштейнов) с большим количеством миндалин эпидото-кварцевого, хлорито-биотитового состава, имеющих пенные (до шлаковых), реже шаровые текстуры. Довольно часто в кровле лавовых покровов и потоков наблюдается упорядоченное расположение миндалин в виде полос — «слоев» с образованием слоистости течения. В некоторых случаях многократно чередующиеся «слои» (полосы) пенных и вариолитовых разностей диабазов имеют переменную мощность от 10 до 30 см, хотя по простирацию прослеживаются на большие расстояния. Два лавовых покрова основания этой части разреза по своему внешнему виду и текстурно-структурным особенностям настолько своеобразны, что были использованы при расчленении толщи основных эффузивов в качестве маркирующего (нижнего) горизонта, поскольку потоков с подобным строением в других частях разреза установлено не было. Главной особенностью лавовых покровов нижнего маркирующего горизонта является наличие большого количества округлых розоватых и ярко-розовых миндалин в темно-зеленой основной массе породы. Благодаря такой цветовой контрастности миндалекаменные диабазы этого маркирующего горизонта легко выделяются из всего многообразия миндалекаменных разновидностей основных пород даже морфологически не различающихся отдельных лавовых покровов и потоков. «Альбитовые» диабазы этих двух лавовых покровов были установлены в районе оз. Собачьего и затем прослежены по простирацию на северо-запад до оз. Ригалампи на расстоянии до 12 км. Пересечены они в профиле II в районе д. Чебино (см. фиг. 1). В результате проведенных работ было выяснено, что «альбитовые» диабазы в разрезе лавовой толщи района р. Кумсы занимают строго определенное стратиграфическое положение и могут быть использованы в качестве маркирующего горизонта. Мощность 265 м.

3. Основание следующего горизонта сложено двумя — тремя лавовыми покровами с массивным сложением и небольшой мощностью в пять — шесть покровов зон миндалекаменных диабазов. Затем следуют пять — шесть покровов переменной мощности от 12,0 до 35,0 м, в строении подошвы которых отмечены, кроме массивных однозернистых диабазов, также и порфировидные разности (диабазовые порфириды). Кровля большинства лавовых покровов сложена пенными лавами, напоминающими иногда шлаковую лаву (фиг. 7), брекчированными миндалекаменными диабазами (лавобрекчиями), реже шаровыми лавами. В кровле некоторых покровов в зоне миндалекаменных диабазов и лавобрекчий отмечено ориентированное расположение сгустков миндалин, отдельных крупных газовых пустот в северо-восточном направлении. В составе верхней части данного горизонта отмечаются в целом ряде

геологических разрезов два лавовых покрова, сложенных в середине плагноклазовыми диабазовыми порфиритами. Внешне диабазовые порфириты этих покровов легко отличаются от пород остальных покровов наличием игольчатых розовато-серых вкрапленников альбита, равномерно рассеянных по массе пород всех частей покровов. Наличие вкрапленников, легко различимых при геологической документации пород, в породах только этих двух лавовых покровов дает возможность использовать плагноклазовые диабазовые порфириты в качестве второго



Фиг. 7. Пенная лава миндалекаменных диабазов кровли лавового покрова. Профиль V.

(верхнего) маркирующего горизонта при расчленении лавовой толщи северного Прионежья. Следует особо подчеркнуть, что лавовые покровы двух установленных маркирующих горизонтов устойчиво прослеживаются по простиранию не только на площади Кумсинской тектонической структуры, но и за ее пределами на значительном удалении, например в районе д. Красная Речка (оз. Сундозеро). Мощность 170 м.

4. Следующий горизонт в разрезе лавовой толщи представлен двумя лавовыми покровами, сложенными в основании меланократовыми массивными диабазами, переходящими к кровле в миндалекаменные разности, вплоть до брекчированных. Нередко здесь отмечаются крупные зональные кварцевые и кварцево-кальцитовые миндалины, а также устанавливается упорядоченное расположение отдельных миндалин и их групп в виде маломощных (до 20 см), слабо выдержанных по простиранию «слоев» и полос. Мощность 64 м.

5. Лавовые потоки и покровы основания следующего горизонта сложены существенно миндалекаменными диабазами с преимущественным развитием в кровле пенных лав и лавобрекчий. Верхнюю часть горизонта занимают мощные и хорошо выдержанные по простиранию покровы, содержащие в кровле главным образом лавобрекчии. Однако в ряде потоков и покровов здесь установлены по простиранию переходы

лавобрекчий в пенистые лавы и наоборот. В разрезе иногда отмечается многократное чередование маломощных «слоев» пенистых лав (10—15) либо с «прослоями», полосами мощностью от 0,5 до 0,7 м, сложенными сильно биотитизированными диабазами с небольшим количеством хлорито-биотитовых миндалин, либо с невыдержанными по мощности и простираению «слоями» вариолитовых диабазов. В пределах этих «слоистых» частей лавовых покровов установлено ориентированное расположение отдельных миндалин, их групп и более крупных газовых пустот на северо-восток 60—65° (фиг. 8). Мощность 220 м.



Фиг. 8. Крупные уплощенные миндалины с продольно-«слоистым» кварцево-кальцитовым заполнением в средней части лавового покрова миндалекаменных диабазов.

6. Верхнюю часть разреза вулканогенной толщи составляет горизонт, состоящий из нескольких покровов и потоков (не менее шести — восьми) переменной мощности от 15 до 42,0 м переходного состава от диабазов к андезитах. В их основании установлены светло-серые, зеленовато-серые породы с массивным, реже миндалекаменным сложением. Мощности зон массивных пород сокращены, и большую часть разреза покровов занимают или насыщенные миндалинами миндалекаменные диабазы (порода типа пенистых лав), или, чаще всего, лавобрекчии. Лишь в единичных случаях в кровле отдельных покровов здесь устанавливаются типичные шаровые лавы, в которых цементирующей массой является вариолитовый диабаз. Мощность 290 м.

Заканчивается разрез эффузивной толщи согласным контактом с туфоконгломератами либо переслаиванием одного — трех и более лавовых потоков, сложенных диабазами, миндалекаменными диабазами, пенистыми лавами, лавобрекчиями и кластолавами с эффузивно-пирокластическими и пирокласто-осадочными образованиями. Подробнее эти взаимоотношения рассматриваются в составе конгломератовой толщи.

Наблюдения над внутренним строением лавовой толщи, отдельных лавовых потоков и покровов, их текстурно-структурными особенностями позволяют говорить о том, что в процессе лавовых излияний изменялся



характер вулканической деятельности от спокойных подводных излияний гавайского типа основной, легкотекучей лавы до взрывных, напряженных извержений лавы с повышенной вязкостью, сопровождающихся выбросами разновеликого пирокластического материала, т. е. с признаками извержений стромболианского типа.

Представленное выше деление лавовой толщи, основанное главным образом на текстурно-структурном анализе пород, слагающих лавовые покровы и потоки, подчеркивается и их химическими особенностями. При рассмотрении эволюции химизма основных пород<sup>1</sup>, слагающих лавовые потоки и покровы в разрезе V (см. фиг. 1), устанавливается шестикратная периодичность в вариациях химического состава пород отдельных потоков и покровов в ходе лавовых излияний, которая, по-видимому, соответствует определенным стадиям сумского базальтоидного вулканизма. В течение каждой из шести установленных стадий, объединяющих от двух до восьми лавовых потоков и покровов, изменчивость химического состава пород в общем случае идет от основных лав к более кислым. Детальное рассмотрение химизма пород в целом по отдельным стадиям позволяет наметить периодичность колебаний химизма групп лавовых потоков и покровов более высокого порядка, которая, вероятно, соответствует фазам вулканической деятельности. По результатам химического изучения лавовой толщи в районе г. Медвежьегорска выделяются две фазы.

В начальную фазу сумского вулканизма, включающую первые четыре стадии (не менее 23 лавовых потоков и покровов), произошли излияния основных лав, по составу соответствующих базальтам-андезитобазальтам. При этом в начале отдельных стадий изливались лавы существенно базальтового состава, а в конце — переходного андезитобазальтового.

Вторая стадия, объединяющая пятую и шестую стадии (не менее 14 лавовых потоков и покровов), вновь начиналась излияниями базальтовых лав, соответствующих по составу лавам первой стадии первой фазы, и заканчивалась излияниями андезитобазальтовых лав.

Таким образом, в эволюции исходного магматического расплава, соответствующего толеитовому базальту, в процессе сумского вулканизма на территории западного Прионежья устанавливается четко выраженная гомодромная тенденция.

Особенности химического состава пород лавовых потоков и покровов определяют и их текстурно-структурные особенности. С наиболее основными членами начальных периодов излияний отдельных стадий связаны массивные текстуры пород, сокращенные мощности зон миндалекаменных диабазов в кровле лавовых потоков, высокая степень упорядоченности в распределении миндалин (флюиальность, «слоистость течения», полосовидное обособление миндалин), крупные размеры отдельных вариолей в зонах вариолитовых диабазов, уплощенные диско-видные миндалины с зональным кварцево-кальцитовым выполнением. В то время как лавовые потоки и покровы конечных излияний отдельных вулканических стадий, имеющие андезитобазальтовый состав, характеризуются широким развитием пенистых, шлаковидных, брекчиевидных текстур, т. е. таких текстур, формирование которых связано с выде-

<sup>1</sup> По лавовой толще разреза V (см. фиг. 5), район южной окраины г. Медвежьегорска, отдельно из каждого покрова и потока были отобраны штучные пробы на химический и спектральный анализы с целью установления эволюции химического состава лав во времени.



Краткая петрографическая характеристика пород

Название породы	Текстура	Структура	Первичные текстуры течения	Минералогический состав					Вторичные изменения
				основная масса			вкрапленники	миндалины	
				главные минералы	второстепенные минералы	акцессорные минералы			
Диабаз	Массивная или миндалекаменная	Микродиабазовая, диабазовая, спилитовая		Альбит (Ап <sub>7</sub> ), амфибол (актинолит)	Биотит, хлорит, эпидот	Магнетит, пирит, сфен		Биотитовые, кварцевые	Хлоритизация, биотитизация, эпидотизация, альбитизация
Диабазовый порфирит	Массивная, реже миндалекаменная	Диабазовая, порфировая, гломеропорфировая		Альбит, амфибол (роговая обманка)	Биотит, хлорит	Пирит, магнетит, сфен	Альбит (Ап <sub>7</sub> — А <sub>15-17</sub> )	Кварцевые, биотитовые, эпидотовые	Биотитизация, хлоритизация, эпидотизация, альбитизация
Миндалекаменный диабаз	Миндалекаменная, шлаковая	Микродиабазовая, спилитовая	Ориентировка миндалины, серповидные миндалины	Альбит, иглолочки амфибола	Биотит, хлорит, эпидот	Пирит, магнетит	Альбит	Кварц, биотит, хлорит, эпидот, альбит, пирит, халькозин	Биотитизация, хлоритизация, эпидотизация, альбитизация
Диабазовый вариолит	Миндалекаменная, массивная	Сферолитовая, псевдосферолитовая, спилитовая		Альбит	Биотит, хлорит, эпидот, кварц	Сфен	Сферолиты лапчатой, ветвистой формы из альбита и актинолита	Биотит, эпидот, кварц	Биотитизация, хлоритизация, эпидотизация, альбитизация
Диабазовая лавобрекчия	Брекчиевидная, миндалекаменная, полосчатая	Диабазовая	Ориентированное расположение "языков" тонкообломочной массы	Альбит, иглолочки актинолита	Альбит, биотит, хлорит	Пирит, магнетит, сфен	Микролиты альбита	Биотит, хлорит, кварц, эпидот	Биотитизация, хлоритизация, окварцевание
Шаровая лава диабаз	Шаровая	Микродиабазовая, спилитовая	Ориентировка шаров	Альбит, иглолочки амфибола	Биотит, хлорит, кварц	Пирит, магнетит	Альбит	Биотит, хлорит, кварц, эпидот	Биотитизация, хлоритизация, альбитизация, эпидотизация

лением с высокой скоростью большого количества газовой фазы из лавы, имеющей повышенную вязкость. Лавовые потоки первого (нижнего) маркирующего горизонта, содержащего обилие мелких округлых миндалин с альбитовым и кварцево-альбитовым заполнением, связаны по времени формирования с начальными излияниями второй стадии первой фазы вулканизма, а покровы диабазов с порфировидной текстурой второго (верхнего) маркирующего горизонта — с конечными излияниями третьей стадии первой фазы вулканизма. Текстурно-структурные особенности пород лавовых потоков и покровов района д. Красная Речка обнаруживают подобную же зависимость от вариаций химического состава излившихся лав.

В результате изучения вулканогенной толщи были выделены потоки со следующим внутренним строением (от подошвы к кровле):

— мелкозернистый диабаз → диабазовый порфирит → миндалекаменный диабаз;

— мелкозернистый диабаз → среднезернистый диабаз → миндалекаменный диабаз;

— мелкозернистый диабаз → миндалекаменный диабаз → пенистая лава;

— мелкозернистый диабаз → миндалекаменный диабаз → диабазовая лавобрекчия;

— мелкозернистый диабаз → вариолитовый диабаз → миндалекаменный диабаз;

— мелкозернистый диабаз → миндалекаменный диабаз → шаровая лава;

— миндалекаменный диабаз → шаровая лава.

Все многообразные лавовые потоки сложены следующими петрографическими разновидностями пород: мелкозернистыми диабазами, диабазовыми порфиритами, миндалекаменными диабазами, диабазовыми вариолитами, диабазовыми лавобрекчиями и шаровыми лавами диабазов. По своему минералогическому составу они довольно однородны и отличаются лишь структурно-текстурными признаками (табл. 2.).

Диабазы мелкозернистые, среднезернистые — породы зеленовато-серого или темно-серого цвета, довольно плотные, массивные, слагают обычно подошву или центральную часть лавовых потоков.

Диабазовые порфириты отличаются от диабазов лишь степенью раскристаллизации основной массы и присутствием в ней вкрапленников альбита. Слагают они центральную часть лавовых потоков.

Диабазы миндалекаменные по своему минералогическому составу сходны с предыдущими породами. Отличительной их чертой является наличие миндалекаменных текстур. Слагают они кровлю лавовых потоков, реже подошву. Миндалекаменные диабазы характеризуются широким набором текстурных признаков, и некоторые из них являются первичными текстурами течения. Такими текстурами течения являются: скопления удлинённых червеобразных миндалин, имеющих определённую ориентировку в кровле лавовых потоков, наличие в миндалекаменных разностях пород крупных, до 10—15 см, серповидных или подковообразных газовых пустот и миндалин, выполненных обычно кварцем. Эти крупные газовые пустоты располагаются чаще всего параллельно подошве потока и ориентируются преимущественно в определённом направлении.

Большой интерес представляют потоки и покровы диабазов, содержащие в своем составе горизонты вариолитовых и сферолитовых лав. В настоящее время представляется возможным выделить два типа потоков и покровов с вариолитовыми и сферолитовыми обособлениями.

К первому типу относятся потоки и покровы, сложенные в средней или верхней частях вариолитовыми диабазами, образующими маломощные «прослои» в 0,5—0,7 м, хорошо выдержанные по простиранию. Вариолитовые диабазы, слагающие тонкие «прослои», представляют собой темно-серые, зеленовато-серые плотные, массивные породы, содержащие большое количество равномерно рассеянных правильно округлых вариолей размерами до 0,5 см в диаметре. В ряде случаев в строении отдельных потоков устанавливаются по два-три таких «прослоя» вариолитовых диабазов, чередующихся с миндалекаменными или массивными диабазами, не содержащими вариолей. В то же время некоторые потоки, содержащие в кровле шаровые лавы, в качестве цемента имеют также вариолитовые диабазы, которые в таких



Фиг. 9. Морфология сферолитовых выделений в средней части лавового покрова «альбитовых» диабазов.

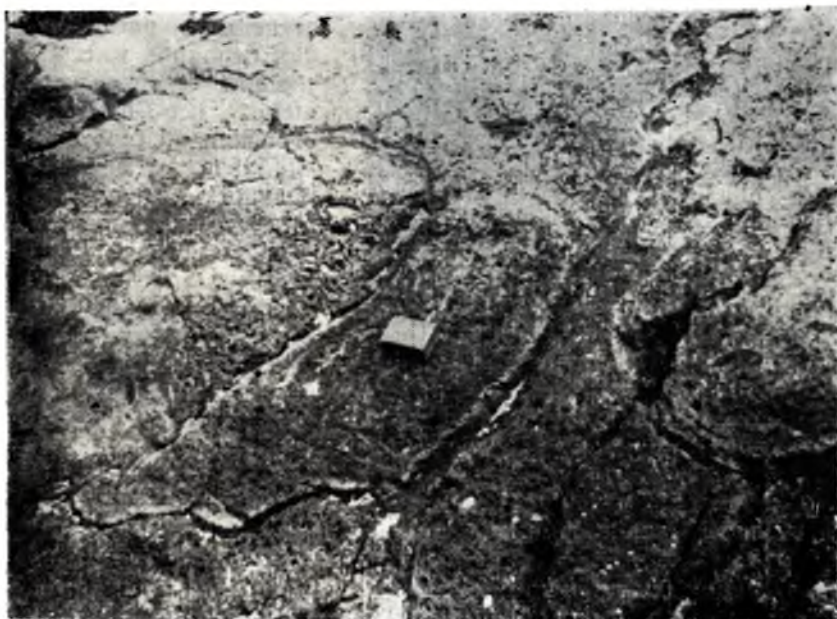
случаях уже не образуют выдержанных горизонтов. По текстурно-структурным особенностям вариолитовые диабазы потоков этого типа сходны между собой.

Ко второму типу относятся маломощные потоки и покровы первого (нижнего) маркирующего горизонта, содержащие в средней части зоны сферолитовых диабазов, а в кровле большое количество альбитовых и кварцево-альбитовых миндалин. Морфологической особенностью сферолитовых лав этого типа потоков является присутствие в них крупных шаровидных выделений, сложенных светло-серой породой. Сферолитовые диабазы здесь также образуют маломощные горизонты в 0,3—0,5 м, содержащие в основании мелкие вариолы размером до 0,5 см в диаметре, а в верхней части — более крупные сферолитовые образования размером от 1 до 3—4 см в диаметре. Горизонты сферолитовых диабазов, содержащих шаровидные и сферолитовые образования, имеют невыдержанное простирание и мощность.

При изучении лавовых потоков со сферолитовыми образованиями



было установлено, что отдельные сферолиты в основании горизонтов их концентрации имеют обособленное расположение, а к кровле происходит слияние некоторых из них в почковидные агрегаты, вплоть до образования сплошных «прослоев» и полос, т. е. в разрезе потоков наблюдаются все стадии зарождения, роста, движения и слияния отдельных сферолитов (фиг. 9). По механизму образования установленные сферолиты представляется возможным рассматривать как продукты магматической ликвации газонасыщенного расплава в процессе форми-



Фиг. 10. Шаровая текстура в кровле лавового покрова миндалекаменных диабазов.

рования лавовых потоков. Сферолитовые образования, подобные вышеописанным, неоднократно отмечались в литературе (Левинсон-Лессинг, 1949а, 1949б; Бурьянова, Фаворская, 1961; Джрбашян, 1961; Скрипченко, 1965), однако в данном комплексе Карелии они установлены впервые.

Довольно своеобразными породами являются диабазовые лавобрекнии, слагающие кровлю потоков и покровов, в которых отмечаются зоны, сложенные шлаковидными кусками, имеющими такой же состав, как и основная масса потока. Цементом обломочного материала служит либо лава, либо кремнисто-кальцитовый гидротермальный материал. При этом важно отметить, что в лавовой толще нами не обнаружены потоки, полностью сложенные лавобрекциями.

Шаровые лавы в разрезе вулканогенной толщи встречаются редко, но имеют большое значение как для расшифровки процессов вулканизма, так и для определения течения лавы, потому что в них встречаются удлинённые или эллипсоидальные шары, по которым можно судить о течении лавы (фиг. 10).

Кроме лавовых покровов и потоков в разрезе вулканогенной толщи установлены субвулканические образования, представленные согласными телами габбро-диабазов, пространственно приуроченными к нижней части лавовой толщи. В районе оз. Собачьего габбро-диабазы,



имеющие мощность около 140 м, представлены двумя согласными пластово-секущими расслоенными силлами. По простиранию на запад от разреза мощность силлов габбро-диабазов постепенно уменьшается, и на участке оз. Ригалампи она составляет 105 м, а в районе д. Чебино



Фиг. 11. Полосчатая текстура в силле расслоенных габбро-диабазов.

всего 55 м. По своему минералогическому составу габбро-диабазы сходны с эффузивными диабазами и отличаются от последних только степенью раскристаллизации основной массы и некоторыми текстурно-структурными особенностями. В строении силлов габбро-диабазов отмечается зональность, подчеркиваемая тем, что их краевые части сложены более меланокраговыми, мелкозернистыми разновидностями, чем центральные. В центральной части силлов наблюдаются зоны полосчатых пород (фиг. 11). Полосчатость подчеркивается многократно чередующимися «прослоями» мощностью от долей сантиметра до 10—15 см, обогащенными лейкократовым минералом — плагиоклазом (альбитом), и темноокрашенным «прослоями» с повышенным содержанием темноцветного минерала (роговой обманки).

В результате изучения лавовой толщи было установлено, что лавовые потоки и покровы, а также сил-

лы габбро-диабазов довольно хорошо выдержаны по простиранию и несмотря на однородный состав отличаются широким набором текстурно-структурных особенностей, а некоторые из лавовых покровов являются хорошими маркирующими горизонтами.

Выше по разрезу лавовая толща перекрывается конгломератовой.

#### Конгломератовая толща<sup>1</sup>

Породы толщи развиты в виде полосы неодинаковой ширины (до 1,3 км), расположенной южнее полосы ятулийских образований, вытянутой в западо-северо-западном направлении от г. Медвежьегорска до д. Плакковара, где они скрываются под ятулийскими отложениями.

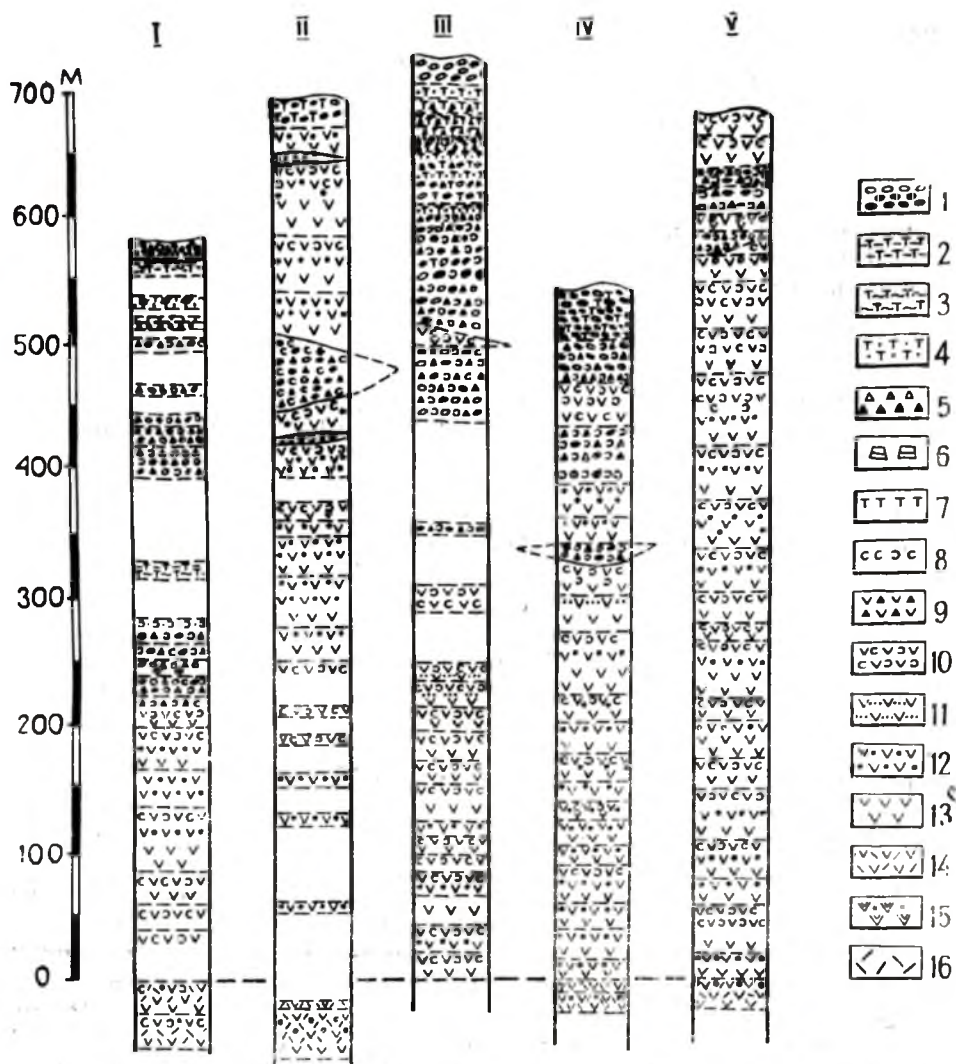
<sup>1</sup> Здесь и в других разделах сохраняется название «конгломератовая толща», так как предыдущие исследователи описывали в ее составе преимущественно гранитные, полимиктовые и зеленокаменные конгломераты (реже брекчии), хотя теперь в составе толщи выделены породы эффузивно-пирокластической группы (агломераты и др.).

Главнейшие особенности вертикального строения толщи хорошо выдерживаются по всей области ее развития, что позволяет иллюстрировать его одним, наиболее известным геологам, типичным разрезом толщи в районе пос. Падун.

Здесь, в 40 м от лавобрекчий, венчающих разрез верхнего лавового потока, установлена такая последовательность пород (снизу вверх) (фиг. 12, III):

1. Агломерат мелкообломочный. Мощность 2 м.

Перерыв. Мощность 43 м.



Фиг. 12. Колонки эффузивных, эффузивно-пирокластических и пирокласто-осадочных образований переходной подтолщи района р. Кумсы.

I—V—номера профилей.

1 — конгломераты с гранитным (светлые) и зеленокаменным (темные кружки) материалом; 2 — туфосланцы; 3 — туфоалеволиты; 4 — туфопесчанники; 5 — брекчии гранитные и зеленокаменные; 6 — брекчии кислых эффузивных пород; 7 — признак пирокласто-осадочной группы пород; 8 — признак эффузивно-пирокластической группы пород; 9 — кластолава; 10 — лавобрекчии; 11 — варволиты; 12 — миндалекаменные диабазы; 13 — мелкозернистые массивные диабазы; 14 — диабазовые порфириты; 15 — диабазы с альбитовыми миндалитами; 16 — кислые эффузивы.

2. Агломераты и ксеноагломераты средне- и мелковалунные. Мощность 60 м.

Наблюдается чередование мелкощебенчатых агломератов, содержащих единичную гальку розовых плагиомикроклиновых гранитов, и средне- и мелковалунных агломератов с валунами гранита (до 10% объема). Крупные фрагменты агломератов имеют слабо сглаженные контуры. В целом агломераты состоят преимущественно из обломков основных эффузивов: диабазов различной зернистости, диабазовых порфиритов, миндалекаменных диабазов, диабазовых вариолитов, лавобрекчий, пенистых лав и т. п. Сортировка материала плохая: наряду с валунами (до 0,4 м в поперечнике) в породе присутствуют мелкощебенчатые и песчаной размерности фракции. Цемент агломератов диабазовый тонкообломочный и кристаллический кварцево-плагиоклазо-биотитовый с карбонатом и эпидотом. В цементе встречаются остроугольные обломки плагиоклаза, кварца и рудного, иногда крупные, до 0,5 см, миндалины кварцево-эпидотового заполнения. Широко развита сульфидная вкрапленность. По простирацию этого горизонта в агломератах встречены огромные глыбы плагио-микроклинового гранита размером до 10—15 м.

3. Диабаз, переходящий в кровле в мелкообломочную лавобрекцию. Мощность 10 м.

Перерыв. Мощность 10 м.

4. Ксеноагломераты крупно-, средне- и мелковалунные. Мощность 95 м.

Обломочный материал и цемент агломератов аналогичны описанным в интервале (2), за исключением того, что здесь несколько повышено содержание гранитных галек, наблюдаются единичные фрагменты тонкозернистого кварцита, а размер валунов достигает 0,4—0,9 м, реже 2,0 м. В верхней части интервала появляются прослои туфоконгломератов, содержащие более 25% гранитных валунов.

5. Туфоконгломераты крупно-, средне- и мелковалунные. Мощность 40 м.

Наблюдается грубая ритмичная слоистость. В подошве мощных слоев залегает крупнообломочный материал округлой и угловато-округлой формы, в кровле преобладают мелкие угловатые обломки с отдельными крупными валунами. В верхней части интервала в кровле слоев появляются туфопесчаники, обломочные зерна которых сложены диабазом, цемент кварцево-полевошпато-биотитовый. Контуры песчаников расплывчатые, их материал с трудом отличается от цемента.

6. Туфобрекчий, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфосланцы с прослоями туфов. Мощность 50 м.

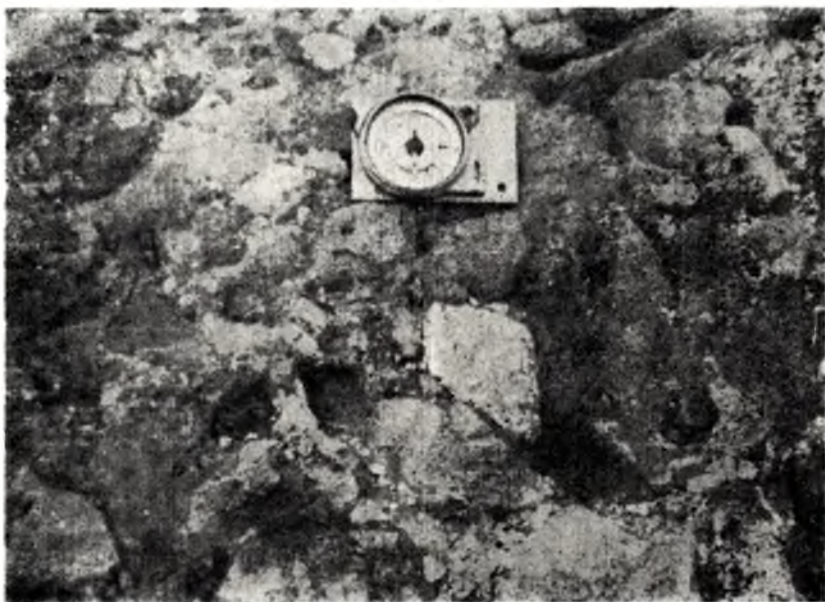
Породы груборитмично переслаиваются. Четкие ритмы мощностью 4—6 м сложены в подошве туфобрекчиями (фиг. 13) или туфоконгломерато-брекчиями, постепенно переходящими выше в туфопесчаники. Верхние части ритмов представлены туфопесчаниками и туфоалевролитами, образующими микроритмы мощностью 0,25—0,45 м. Ритмы нередко имеют неполное строение и срезаны в кровле. В кровле крупных ритмов наблюдаются туфосланцы. В верхней части интервала микроритмичность менее отчетлива. Большая верхняя часть ритмов представлена зеленовато-серыми тонкогоризонтальнослоистыми мелкозернистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами. Прослой туфа, встреченные трижды, имеют резкие отчетливые контакты, сложены серовато-зеленой однородной неслоистой тонкозернистой породой с редкими миндалинами.



В данном разрезе переход к вышележащим конгломератам не установлен. В районе д. Плакковара гранитные конгломераты залегают непосредственно на аналогичных туфосланцах. При этом крупные валуны гранита размером до 0,5 м вдавлены в тонкослоистые туфосланцы, некоторые валуны погружены в них («утоплены») полностью ниже поверхности контакта.

7. Полимиктовые и гранитные конгломераты. Мощность 160 м.

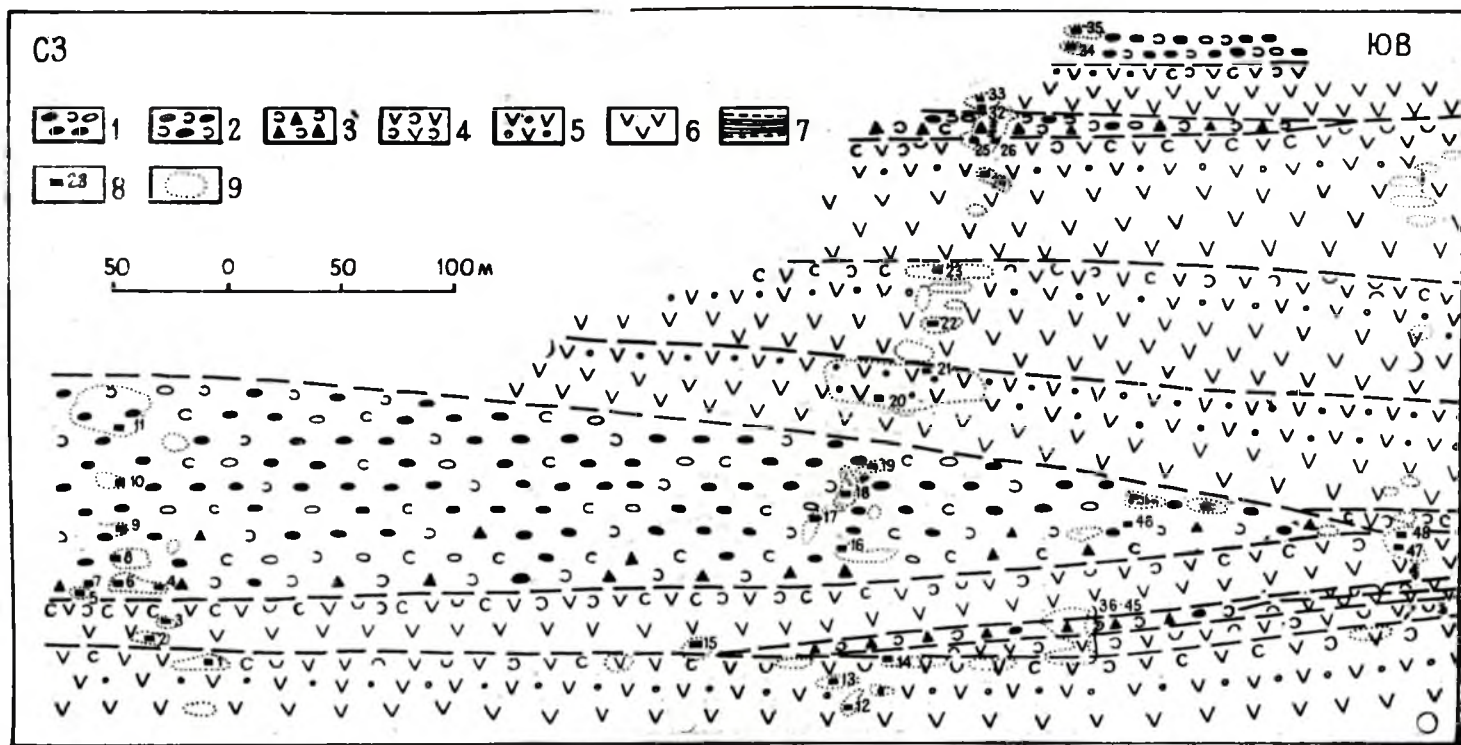
Резко преобладает гранитный материал. Обломки гранита, составляющие от 70—80 до 90—95%, имеют окатанную, угловато-окатанную форму. Цементом является почти исключительно мелко раздробленный гранит. В тех случаях, когда породы подтолщи представлены почти на 100% слабо обработанным гранитным материалом и затем рассланцо-



Фиг. 13. Туфобрекчия.

ваны, их очень трудно отличить от рассланцованных гранитов или гнейсо-гранитов. По-видимому, это единственная причина появления на некоторых геологических картах выходов гранитов среди поля конгломератовых пород. Кроме валунов и галек гранита встречаются валуны измененных основных пород, жильного кварца, гранито-гнейса. Фрагменты цементируются дезинтегрированным гранитным материалом. В кровле конгломератов вблизи контакта с ятулийскими образованиями наблюдается замещение полевых шпатов серицитом. Обломки и цемент с трудом различаются, порода сильно рассланцована. На неровной поверхности выветрелых конгломератов с угловым несогласием залегают ятулийские образования.

Описанный разрез иллюстрирует состав пород и последовательность их моноклинального залегания в вертикальном разрезе. Большим петрографическим разнообразием отличается нижняя часть разреза, состав которой, кроме того, сильно меняется по горизонтали. В приконтактной части лавовой и конгломератовой толщ для выявления их соотношений были проведены дополнительные исследования на ряде детальных участков (см. фиг. I, II, IV, V).



Фиг. 14. Схематический продольный профиль по детальному участку у д. Чебино (II).

1 — ксеноагломераты; 2 — агломераты с округлыми фрагментами; 3 — агломераты с угловатыми фрагментами; 4 — диабазовые лавобрекчии; 5 — миндалекаменные диабазы; 6 — диабазовые порфиры и афанитовые диабазы; 7 — кремнистые туфосланцы; 8 — точки отбора образцов; 9 — контуры площадей, соответствующие контурам обнажений.

Детальный участок II, в 2 км к западу от д. Чебино

В пределах детально изученного участка обнажаются породы, переходные между эффузивной и конгломератовой толщами (фиг. 14).

Верхний лавовый поток эффузивной толщи в своей нижней части сложен афанитовым диабазом и диабазовым порфиритом, а в верхней — миндалекаменными диабазами и затем диабазовыми лавобрекчиями. Лавобрекчии представлены обломками диабазов и миндалекаменного диабазов размером до 5—10 см по длинной оси в северо-западной части участка и до 30 см — в юго-восточной. Форма обломков слабо округленная или неправильная. Цемент диабазовый окремненный или кремнисто-хлоритовый. В кровле потока наряду с лавобрекчией встречаются участки кремнистой тонкозернистой породы, обогащенной сульфидами.

В юго-восточной половине участка поток перекрывается серией маломощных (1—5 м) лавовых потоков общей мощностью до 15 м, выклинивающихся в северо-западном направлении. Потоки сложены афанитовым трещиноватым диабазом, постепенно переходящим к кровле в окремненную диабазовую лавобрекцию и в некоторых случаях в агломерат. В верхней части этой серии наблюдаются линзы лавобрекчий до 0,5 м мощности, заключенные в тонкозернистый трещиноватый диабаз.

Все упомянутые образования перекрываются лавовым потоком, сложенным (снизу вверх) афанитовым диабазом, диабазовым порфиритом и мелкообломочной диабазовой лавобрекчией. Еще выше порода сохраняет облик лавобрекчии, но среди обломков кроме диабазового материала появляются единичные гальки гранита до 4 см в диаметре и кварцево-эпидотовой породы. В диабазовом цементе лавобрекчии встречаются миндалины.

Таким образом, здесь наблюдается постепенный переход к вышележащим агломератам и ксеноагломератам, слагающим пласт мощностью до 90 м, линзовидно выклинивающийся в юго-восточном направлении.

В подошве, как отмечалось, пласт сложен образованиями, переходными между типичной лавобрекчией, агломератом и ксеноагломератом. Основная часть пласта представляет собой мелкообломочный ксеноагломерат, содержащий угловатые и слабо округленные фрагменты различных основных пород и единичную гранитную гальку. В цементе по-прежнему встречаются миндалины, внутри пласта ксеноагломератов — горизонты агломератов, определяющие появление неясной слоистости. Одновременно с уменьшением мощности и выклиниванием пласта наблюдается увеличение доли агломератов, увеличение размеров обломков до 0,2—0,3 м и даже до 1,0 м, появление светлых каемок по контуру диабазовых фрагментов и корочки закалки у гранитных галек, большее окремнение цемента и обогащение его сульфидами.

Линза ксеноагломератов перекрывается четырьмя лавовыми потоками, нижний из которых имеет малую мощность и быстро выклинивается. Три других, общей мощностью 160 м, сложены афанитовыми диабазами, порфиритами, миндалекаменными диабазами и лавобрекчиями в кровле.

На окремненных лавобрекчиях верхнего потока с нерезким контактом залегает линзовидное тело мощностью до 12 м, которое сложено эффузивно-пирокластическими образованиями типа агломератов и ксеноагломератов, состоящими из угловатых и угловато-округлых обломков диабазовых пород, единичных галек и валунов гранита (иногда с корочкой закалки) и габбро-диабазов в мелкощебенчатом цементе, пропитанном кремнистым материалом. Наблюдается неясная слоистость, вы-



раженная в чередовании через 1,0—1,2 м горизонтов крупно- и мелко-обломочного состава.

Выше с четким контактом на сильно окварцованную близ контакта агломератовую брекчию ложатся афанитовые трещиноватые диабазы следующего лавового потока. Далее следуют породы типа туфоконгломерата, состоящие из преобладающих валунов основных эффузивов с небольшой, но постепенно увеличивающейся вверх долей галек и валунов плагиомикроклинового гранита. Перекрываются они типично конгломератовыми образованиями (фиг. 15).



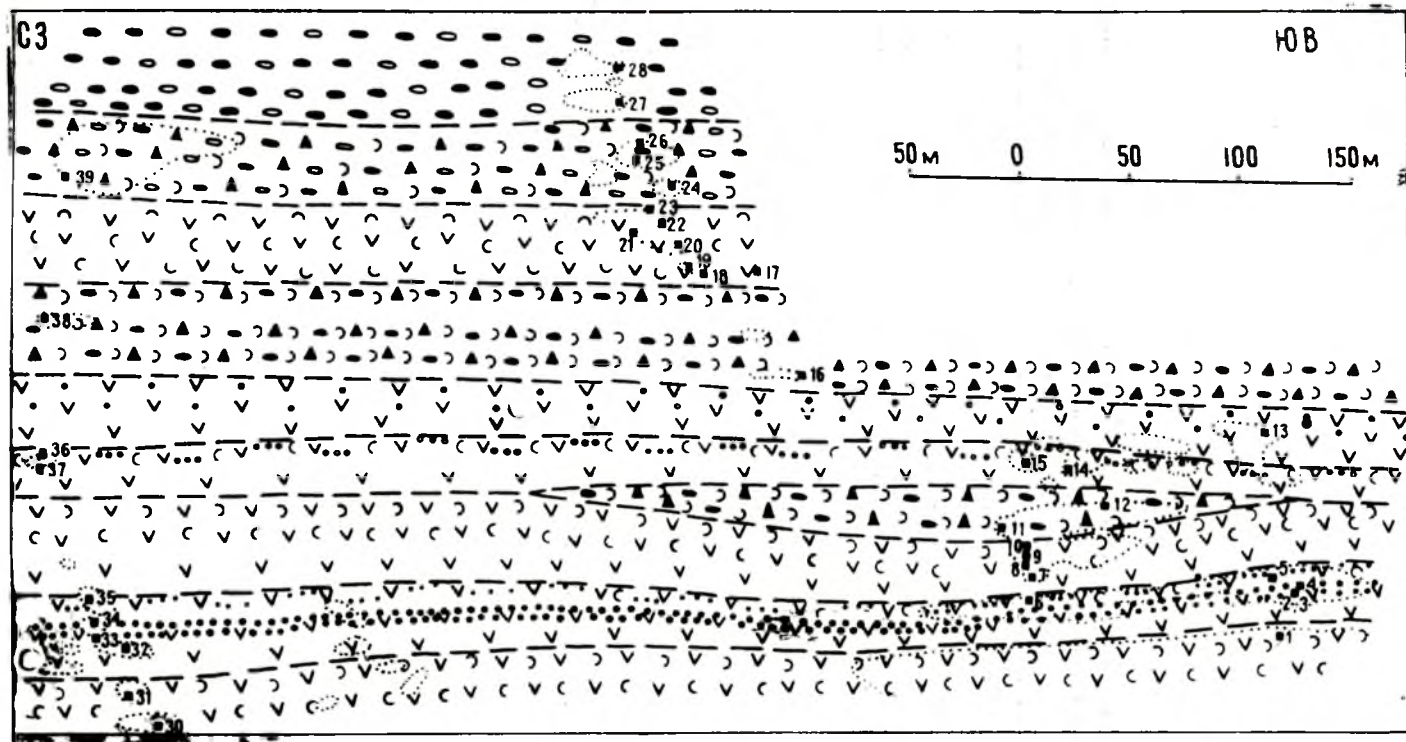
Фиг. 15. Полимиктовый конгломерат.

Детальный участок IV, руч. Кубышкин (фиг. 16)

Лавовый поток с диабазовыми вариолитами и лавобрекчиями в кровле подстилает линзовидное тело (340 м × 25 м) средне-, крупно-обломочных агломератов, сложенных угловатыми и угловато-окатанными фрагментами диабазов, миндалекаменных диабазов, диабазовых порфиринов, вариолитов и лавобрекчий в кристаллическом диабазовом цементе. Местами слабо заметно чередование по вертикали агломератов, несколько различающихся по размерам обломков.

Агломераты сменяются двумя лавовыми потоками с вариолитами и миндалекаменными диабазами в кровле, после которых следует пласт агломератов мощностью до 45 м. Состав пород этого пласта в целом аналогичен рассмотренному ранее. Однако в северо-восточном конце участка среди обломков основных пород встречены редкие крупные (до 0,3 м) фрагменты голубовато-серых сливных кварцитов.

После лавового потока (мощность 35 м), сложенного преимущественно диабазовыми лавобрекчиями, снова залегает пласт ксеноагломератов мощностью 40 м. Здесь на фоне преобладающих зеленокаменных обломков нередко угловато окатанные и окатанные гальки, валуны гранита и голубоватого сливного кварцита. Встречена единичная галька слоистого песчанистого гравелита. Цемент разнотернистый обломочно-туфогенный. Указанные породы выше постепенно сменяются туфоконгломератами, содержащими до 20—30% гранитных валунов.



Фиг. 16. Схематический продольный профиль по детальному участку IV у руч. Кубышкина (условные обозначения см. на фиг. 14).

Детальный участок V, южнее оз. Плотичьего в г. Медвежьегорске (фиг. 17).

Среди лавовых потоков, сложенных афанитовыми диабазами, диабазовыми порфиритами, миндалекаменными диабазами и лавобрекчиями, переслаиваясь с ними, залегают линзовидные тела, сложенные агломератами и ксеноагломератами (фиг. 18). Линзовидные тела располагаются как бы на продолжении отдельных лавовых потоков. При этом наблюдается сравнительно постепенный переход по горизонтали от диабазов и лавобрекчий потока к агломератам, а затем к ксеноагломератам, переходящим в наиболее удаленной от «производящего» лавового потока части линзы в туфоконгломерат и кремнисто-туфовый сланец, являющийся продолжением линзовидного тела. Ксеноагломераты и туфоконгломераты содержат редкие гальки гранита, амфиболитов и габбро-диабазов.

Изложенные выше факты о строении района свидетельствуют о том, что в долине р. Кумсы наряду с архейско-нижнепротерозойскими и ятулийскими образованиями широко развиты толщи разнообразных по составу пород, образующих единый сумийско-сариольский вулканогенно-осадочный комплекс.

Наиболее древними образованиями комплекса являются элювиально-делювиальные конгломерато-брекчии мощностью 0—20 м, несогласно залегающие местами на поверхности нижнепротерозойских гранитоидов. В пользу их осадочного образования свидетельствуют состав обломочного материала и различная степень обработки фрагментов, а также резкий и неровный нижний контакт (недостаточное количество данных не позволяет пока уверенно говорить о наличии установленных форм погребенного рельефа). В кровле конгломерато-брекчии несут следы воздействия лав вышележащей эффузивной толщи. В составе вулканогенной толщ, развитой на значительной территории северного Прионежья (р. Кумса, оз. Кумчезеро, с. Покровское) преобладающее развитие имеют эффузивные образования при крайне незначительном развитии грубообломочных пирокластических пород, существенно развитых в верхней части разреза. Эффузивы основного состава представлены большим числом переслаивающихся лавовых покровов и потоков, а эффузивы среднего и кислого состава в пределах изученного района не установлены. Наибольшее количество лавовых покровов только в обнаженной части разреза южной окраины г. Медвежьегорска составляет не менее 37, а их мощность равна 1250 м, при этом, согласно структурной интерпретации закрытых четвертичными рыхлыми отложениями участков, эта суммарная мощность может составлять 1700—1750 м, число покровов превышает 40—45. По мере удаления от этого разреза в западном направлении число лавовых покровов и потоков последовательно сокращается (см. фиг. 5, I, II, III, IV, V) путем выклинивания некоторых из них из разрезов. Некоторым исключением является разрез района д. Плакковара (см. фиг. 5, I), однако этот плохо обнаженный в середине и подошве разрез в настоящей его интерпретации, по-видимому, имеет завышенную мощность, поскольку его основание определено условно по первым обнажениям гранитов, расположенных среди широкой заболоченной низменности в зоне контакта лавовой толщи с подстилающими породами.

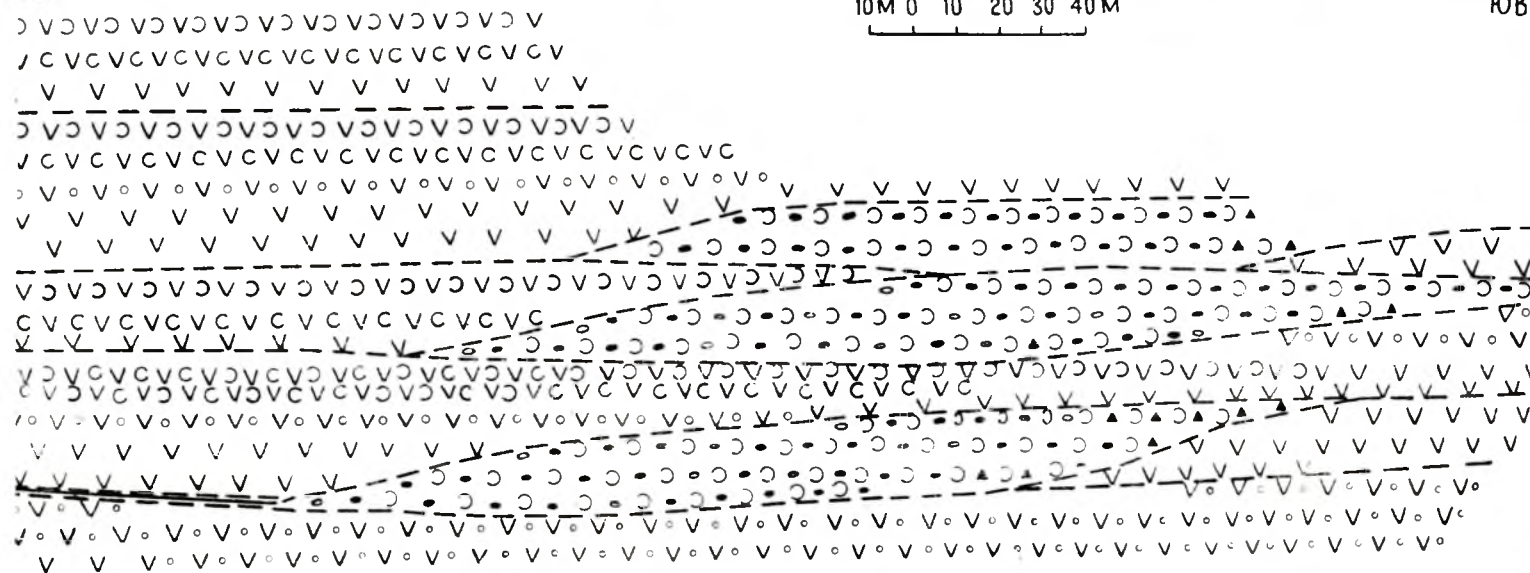
Мощности отдельных потоков и покровов колеблются в весьма широких пределах от нескольких метров до 80 м. При этом замечено, что наиболее мощными являются покровы, излившиеся в начале и в середине вулканических стадий, а покровы завершающих излияний отдельных



33

10м 0 10 20 30 40м

ЮВ



Фиг. 17. Схематический продольный профиль по детальному участку V южнее оз. Плотичьего (условные обозначения см. на фиг. 14).

стадий имеют минимальные мощности. Судя по внутреннему строению лавовой толщи, вулканическая деятельность проходила весьма напряженно, излияния легкоподвижных газонасыщенных базальтовых лав следовали одно за другим с максимально короткими перерывами, базальты покрывали значительные площади. Общая площадь базальтов только на территории северного Прионежья составила не менее 1600 кв. км (площадь Кумсинской структуры и ее юго-западного продолжения).



Фиг. 18. Ксеноагломерат.

В связи с неровностью древнего рельефа во время начальных стадий лавовых излияний в процессе формирования лавового плато произошло заполнение впадин базальтовыми лавами и общая нивелировка территории, в связи с чем мощности лав от подошвы первого (нижнего) маркирующего горизонта до пород основания в различных разрезах разные (фиг. 5, I—V). В дальнейшем, в ходе лавовых излияний уже на выровненную поверхность, лавовые потоки и покровы сохраняли свои мощности на значительных расстояниях и их выклинивание происходило весьма постепенно.

При расчленении лавовой толщи представилось возможным выделить два маркирующих горизонта, использование которых позволило провести корреляцию отдельных разрезов. Как показали проведенные работы, маркирующие горизонты (лавовые покровы с характерными текстурно-структурными особенностями) имеют хорошую выдержанность по простиранию, и их отыскание лишь в редких случаях затруднялось недостаточной обнаженностью.

Наблюдения за внутренним строением отдельных покровов и потоков и их текстурными особенностями позволили установить, так же как это в свое время было сделано для ятулийского вулканического комплекса (Соколов и др., 1970), ряд текстур, которые могут быть использованы для установления направленности растекания лав (полосовидные и столбообразные ориентированные скопления минералов, отдельные

удлиненные ориентированные миндалины и их группы, уплощенные дисковидные миндалины и вытянутые в некотором направлении газовые каналы и полости, упорядоченное расположение шаров и подушек в шаровых лавах, а также полос, языков крупнообломочных брекчий в массе мелкообломочных лавобрекчий и др.). При использовании этих текстур было определено направление растекания лав в целом ряде участков, которых, к сожалению, оказалось недостаточно для того, чтобы только по ним определить местоположение центра (центров?) лавовых излияний. Рассматривая внутреннее строение отдельных разрезов лавового плато, все же представляется возможным путем анализа направлений выклинивания лавовых покровов и потоков, сокращения их числа, распространения грубообломочных пирокластических образований, а также путем использования замеренных направлений растекания лав сделать предположение о вероятном нахождении центра (центров?) древней вулканической деятельности к юго-западу от г. Медвежьегорска в районе южного крыла Кумсинской структуры.

Проведенное изучение нижнепротерозойских эффузивных образований, имеющих в общем низкую степень метаморфического изменения, свидетельствует о достаточно хорошей сохранности первичных текстурных, а в ряде случаев и структурных особенностей, которые могут быть использованы не только при палеовулканологических реконструкциях, но и при решении целого ряда вопросов петрологии и петрохимии разнофациальных вулканогенных образований.

В верхней части лавовой толщи наблюдается некоторое увеличение доли лавобрекчий в кровле покровов и потоков, а затем появление линзовидных тел агломератов и ксеноагломератов, имеющих постепенный нижний контакт с упомянутыми лавобрекчиями. В разрезах в интервале мощности до 200—300 м наблюдается двух-, трехкратное чередование эффузивно-пирокластических образований, содержащих крупнообломочный угловатый материал, представленный афанитовыми и миндалекаменными диабазами, диабазовыми порфиритами и редкими обломками гранита, с отдельными потоками диабазовых лав или сериями из двух-трех потоков. При этом чередование отвечает естественной последовательности накопления пород, так как элементы залегания слоистости и ритмичности обломочных пород и отдельности пород лавовых потоков, асимметрия строения которых позволяет легко определять положение их кровли и подошвы, исключают возможность повторения отрезков разреза в плане в результате складчатости. Наличие дизъюнктивных нарушений, которые могли бы привести к подобному чередованию, в большинстве случаев также полностью отвергается. На всем протяжении полосы пород сумийско-сарнилийского комплекса в пределах Кумсинского участка устанавливается согласное и моноклинальное залегание как вулканогенных, так и осадочно-вулканогенных и осадочных образований.

Выше эффузивно-пирокластические образования постепенно сменяются пирокласто-осадочными, при этом доля терригенного материала, так же как и степень экзогенной переработки и осадочной дифференциации, все более увеличивается. Наряду с этим встречающиеся в данной части разрезов выдержанные на значительных расстояниях горизонты туфосланцев, туфоалевролитов и туфопесчаников знаменуют собой завершение вулканизма последними эруптивными пароксизмами.

В конечную стадию формирования сумийско-сарнилийского комплекса в пределах данной структуры шло накопление нормально-оса-



дочных конгломератов мощностью до 500 м. В составе крупнообломочного материала конгломератов преобладают граниты и гранито-гнейсы, подчиненно слюдястые сланцы и амфиболиты. Обломки эффузивных пород сумийских лав в конгломератах не встречены. В непосредственном контакте конгломератов с туфами наблюдаются крупные валуны гранита и гранито-гнейса, которые вминаются в горизонтально слоистые туфы, нарушая при этом слоистость.

Таким образом, характер контакта и состав конгломератов указывают на отсутствие перерыва между конгломератами и эффузивно-пирокластическими образованиями в районе р. Кумсы. Конгломераты района р. Кумсы аналогичны в своем строении, составе обломков и цемента конгломератам района пос. Гумарино — оз. Селецкого, а также конгломератам верхней части разреза района острова Сондалы.

Видимая мощность сумийско-сариолийских образований полностью определяется в данном районе степенью «выхода» их из-под ятулийских образований. Восточнее д. Плаковара основные породы эффузивной толщи максимально удалены от полосы, сложенной кварцито-песчаниками ятулия, в связи с чем здесь наблюдаются все части разреза вулканогенно-осадочного комплекса, тогда как южнее г. Медвежье-горска поворачивающееся на юг крыло Кумсинской синклинали ятулия последовательно перекрывает образования конгломератовой, переходной и эффузивной толщ.

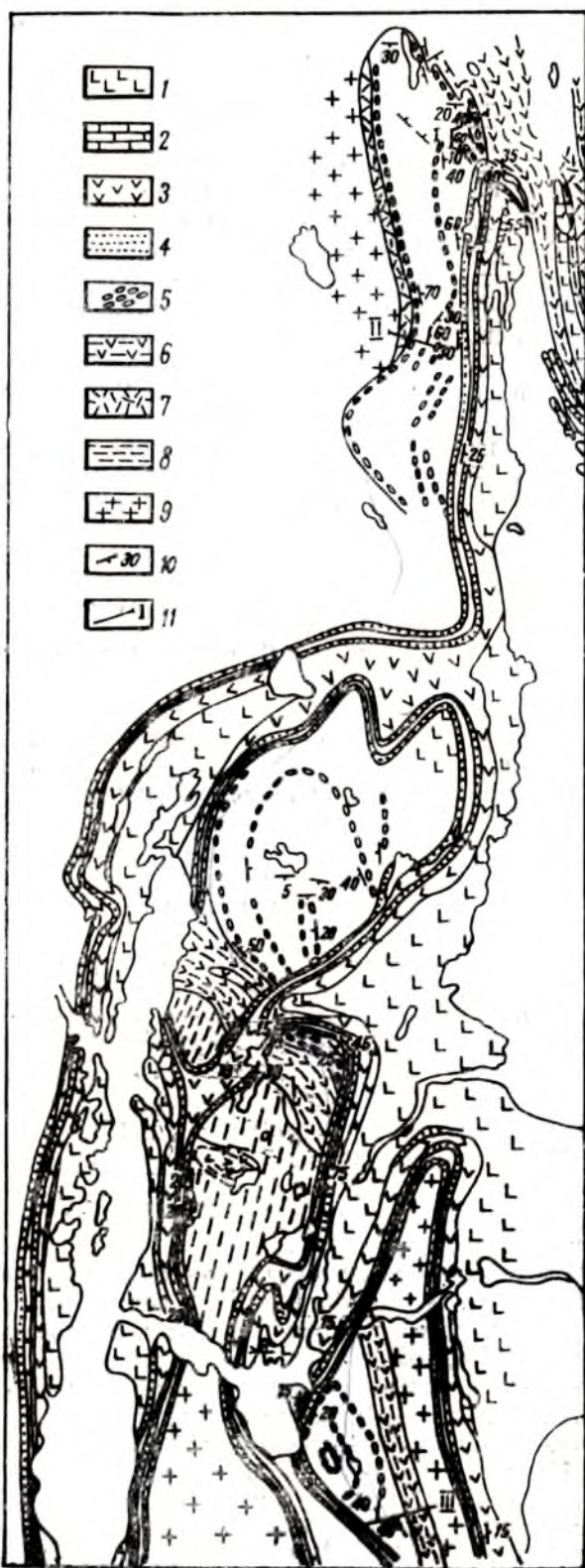
Как характер видимых мощностей, так и структурный план сумийско-сариолийских образований по отношению к ятулийским обнаруживают угловое несогласие между ними. Несогласие в ряде случаев обнаруживается и в различии углов падения и простираения этих образований в одном или соседних обнажениях (фиг. 45).

Помимо несогласия сариолийские и ятулийские отложения разделены эпохой денудации и выветривания, о чем свидетельствует кора выветривания в основании кварцито-песчаниковых отложений, субстратом которой являются породы любой части разреза сумия—сариолия, так же как и более древние сланцы и гранито-гнейсы.

Таким образом, в районе р. Кумсы развиты породы генетически единого сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса, отделенного эпохами складчатости и денудации от более древних и более молодых образований. Последние отделяются, кроме того, эпохой образования коры выветривания. В составе комплекса в данном районе снизу вверх присутствуют: элювиально-делювиальные брекчии, основные породы эффузивной толщи, переходящие выше посредством переслаивания лавовых потоков с эффузивно-пирокластическими образованиями в нормально-осадочную толщу конгломератов.

#### РАЙОН Д. СВЯТНАВОЛОК — ПОС. ГИРВАС

В указанном районе, геология которого изучалась большим числом исследователей и была описана в работах М. А. Гиляровой (1948, 1969), К. О. Кратца (1963), Л. Я. Харитоновой (1966) и других, сариолийские конгломератовые и эффузивные толщи прослеживаются с перерывами от пос. Эльмус на севере до широты д. Красная Речка — на юге (фиг. 19). В северной части района конгломераты образуют синклинальную структуру, которая замыкается южнее пос. Эльмус. С запада конгломераты обрамляются гранитами, с востока — основными эффузивами. В южном направлении эта широкая синклиналь перекрывается ятулийскими породами. Они также образуют синклиналь-



Фиг. 19. Схема геологического строения района д. Святнаволоок — пос. Гирвас.

1 — габбро-диабазы; 2 — породы верхнего ятулия; 3 — эффузивные диабазы; 4 — конгломераты, гравелиты и песчаники среднего и нижнего ятулия; 5 — породы конгломератовой толщи сариолия; 6 — сумийские (тунгудско-надвоинские) эффузивные диабазы; 7 — кислые эффузивы; 8 — сланцы нижнего протерозоя; 9 — гнейсо-граниты; 10 — слоистость; 11 — линии детальных разрезов.

ную складку, располагающуюся в восточном крыле синклинали почти на линии контакта конгломератов и основных эффузивов, т. е. залегающую с угловым несогласием на подстилающих породах. Западное крыло синклинали, сложенной конгломератами, прослеживается южнее д. Святнаволока и также перекрывается ятулийскими породами. Южнее конгломераты и эффузивы вновь появляются из-под ятулийских толщ в ядре брахиантиклинали, расположенной в окрестностях оз. Немикас. Конгломератовые образования слагают здесь брахморфную синклиналь, в юго-западном крыле которой они подстилаются эффузивами, перекрывающими сложнодислоцированные сланцевые толщи нижнего протерозоя. Затем толщи конгломератов и эффузивов прослеживаются юго-восточнее, в северной части ядра койкарской антиклинали, и южнее появляются из-под ятулийских пород в ядре купола, расположенного западнее д. Красная Речка, где эти толщи залегают на гранитах.

Детальное геолого-литологическое и вулканологическое изучение конгломератовой и вулканогенной толщ проводилось севернее д. Святнаволока и в западном крыле купола, расположенного у д. Красная Речка.

#### Участок д. Святнаволока

##### Вулканогенная толща

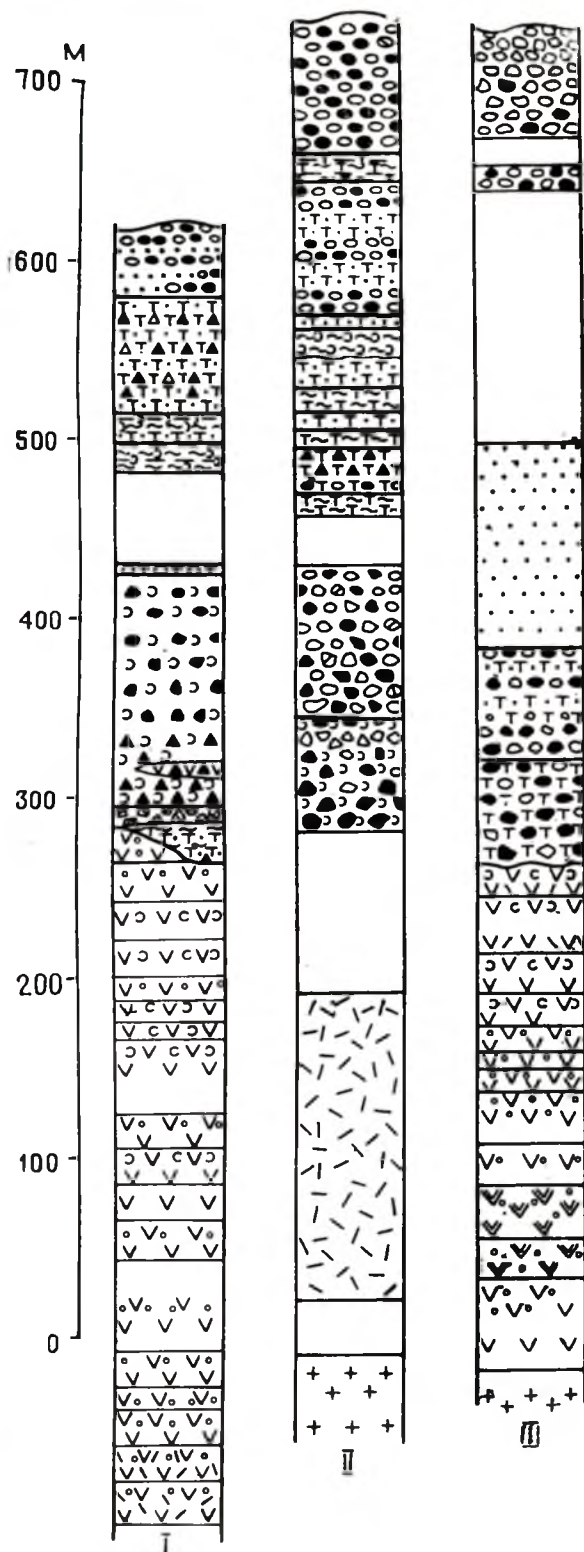
Эффузивные образования в районе д. Святнаволока прослеживаются в виде узкой полосы северо-западного простираения, которая от полуострова в северной части оз. Пальеозера, расширяясь, уходит к северу от оз. Пальеозера в район д. Эльмус (см. фиг. 19). Обширное поле нерасчлененных основных лав в районе северного берега оз. Пальеозера к настоящему времени изучено еще недостаточно, и приведенное здесь краткое описание серии лавовых потоков общей мощностью до 350 м характеризует лишь верхнюю часть разреза более мощной лавовой толщи (фиг. 20).

В основании обнаженной части разреза установлено залегание двух лавовых потоков, имеющих соответственно мощность 45 и 50 м, которые представлены диабазовыми порфиритами с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза. Потоки диабазовых порфиритов являются одним из маркирующих горизонтов в разрезе лавовой толщи данного района. Выше следует серия из 15 переслаивающихся лавовых потоков, имеющих мощность от 10 до 40—45 м.

По своему составу породы потоков достаточно однообразны и отличаются только текстурно-структурными особенностями. Подошва потоков обычно сложена мелкозернистыми или среднезернистыми диабазами с массивной, реже миндалекаменной текстурой, а кровля представлена миндалекаменными диабазами (мандельштейнами), пенистыми лавами и лавобрекчиями. Следует отметить, что в верхней части разреза кровлю большинства потоков слагают преимущественно лавобрекчии. Подробное описание разностей пород здесь не приводится, так как породы по своему минералогическому составу, текстурно-структурным особенностям, характеру строения лавовой толщи аналогичны лавовым образованиям района р. Кумсы.

Покровы (потоки) вулканогенной толщи имеют общее моноклинальное залегание с падением на запад под углом 15—20°. Такое же залегание, судя по слоистости, имеют конгломераты и другие породы, которые непосредственно перекрывают с запада вулканогенную толщу.





Фиг. 20. Колонки эффузивно-конгломератовых образований района д. Святнаволок — пос. Гирвас.

I — в 3 км севернее оз. Салваламби; II — в районе р. Эльмус; III — западнее д. Красная Речка (условные обозначения см. на фиг. 12).

Характер взаимоотношений конгломератовых и эффузивных пород в мелких складках, осложняющих восточное крыло Святнаволоксской синклинали в районе контакта последних, также свидетельствует об их согласном залегании.

### Конгломератовая толща

В восточном крыле Святнаволоксской синклинали (в 3 км севернее оз. Салваламби) на неровной поверхности эффузивных диабазов, миндалекаменных диабазов и пенистых лав залегают образования конгломератовой толщи, различающиеся в нижней части по составу в различных участках контакта, прослеженного непосредственно на протяжении 350 м. Снизу вверх на миндалекаменных диабазах здесь залегают (см. фиг. 20, 1):

1. Тонкогоризонтальнослоистые туфопесчаники и туфоалевролиты, зеленоватые, темно-серые. Мощность 1 м.

2. Мелкообломочная туфобрекчия с прослоями щебенчатого гравелита. Мощность 3 м.

Остроугольные обломки основных пород и изредка кислых эффузивов погружены в песчанистый тонкогоризонтальнослоистый цемент, составляющий 70—80% объема породы. Слоистость в цементе обусловлена чередованием песчанистых (0,5—2 см) слоев и нечетких темных туфогенных (1—3 мм).

3. Однородный алевритовый туф темно-зеленого цвета. Мощность 1,5 м.

4. Переслаивающиеся средне- и мелкозернистые туфопесчаники, среднеобломочные туфобрекчии, аналогичные нижележащим, с мало-мощными слоями зеленовато-серого туфа. Мощность 10 м.

В средней части данной пачки переслаивания на туфобрекчиях залегает линзовидное тело кластолавы мощностью до 2 м, в которой угловатые обломки диабазов, миндалекаменных диабазов и реже пенистых лав сцементированы несколько окремненным афанитовым диабазом. Кластолава перекрывается туфопесчаником.

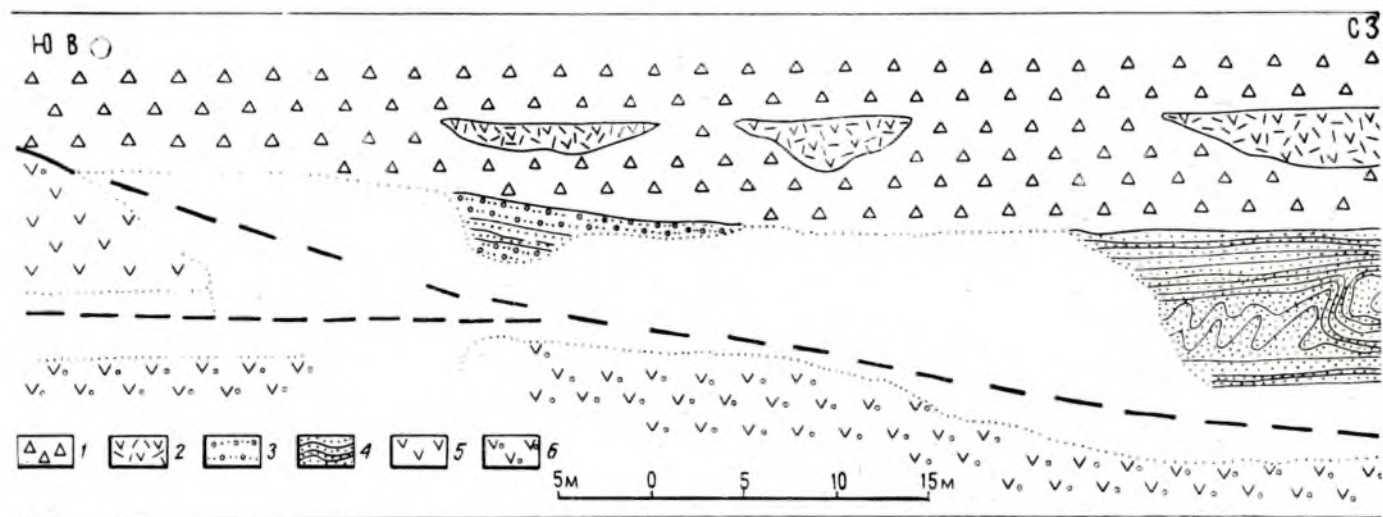
Выше данной пачки лежат брекчии кислых эффузивных пород.

В 300 м к юго-востоку в вертикальном обрыве, параллельном линии контакта, наблюдается несколько иной состав пород в основании конгломератовой толщи. Здесь, на неровной поверхности миндалекаменных и афанитовых диабазов, породы залегают следующим образом (фиг. 21):

1. Выклинивающийся к юго-востоку слой тонкоритмичнослоистых туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью до 8 м, аналогичных лежащим в подошве разреза предыдущего участка. Слоистость обусловлена тонкими ритмами (0,2—2,0 см), сложенными в большей части туфопесчаником и в кровле — туфоалевролитом. Отмечаются знаки ряби и зоны смятия оползней.

2. Брекчия кислых эффузивных пород<sup>1</sup>. Мощность 11 м. Состоит из угловатых обломков светло-серых тонкополосчатых кислых эффузивных пород, сцементированных кремнисто-серицитовым материалом. В цементе присутствует большое количество сульфидов, преимущественно пирита и пирротина. В средней части интервала встречена

<sup>1</sup> Резкая смена пород по простиранию, выклинивание ряда слоев и за счет этого залегание брекчий кислых эффузивов на различных образованиях, в том числе и на подстилающих толщу эффузивов, заставляют предполагать здесь наличие довольно пересеченного погребенного рельефа.



Фиг. 21. Продольный профиль подошвы конгломератовой толщи севернее оз. Салваламби (разрез I на фиг. 19).  
 1 — брекчии кислых эффузивных пород; 2 — диабазовая кластолава; 3 — туфо-гравелито-песчаниковые образования, ритмично-слоистые;  
 4 — тонкоритмично-слоистые туфопесчаники и туфолавроволиты с оползневыми текстурами; 5 — диабазы; 6 — миндалекаменные диабазы.



«цепочка» линзовидных тел мощностью до 2 м, сложенных диабазовыми кластолавами и брекчированным диабазом (см. фиг. 21).

3. Мелковалунные и крупнообломочные агломераты. Мощность 130 м.

Порода состоит из угловатых и слабо округленных в углах обломков диабазов и миндалекаменных диабазов. Изредка встречаются обломки кислых эффузивов. Цемент тонкокристаллический кварцево-плагиоклазо-биотитовый с карбонатом.

Среди агломератов также встречена линза кластолав мощностью до 11 м.

4. Крупногалечный туфоконгломерат. Мощность 5 м. Сложен окатанными гальками гранита, диабазы и кислого эффузива в преобладающем по объему туфопесчаном цементе. Туфопесчаник состоит из остроугольных песчинок кварца, кристаллов плагиоклаза, обломков мелкозернистого диабазы с четкой корочкой изменения (закалки?), пластинчатого биотита и рудного, сцементированных тонкокристаллической слюдисто-кварцево-полевошпатовой массой.

Перерыв. Мощность 55 м.

5. Мелкоритмичнослоистые туффиты. Мощность 15 м. Ритмы мощностью 0,7—4,0 см в подошве сложены алеврито-туффитом более светлой окраски, в кровле — зеленовато-серым микрослоистым пелито-туффитом. Состав пород кварцево-плагиоклаз-хлоритовый с карбонатом и листочками биотита. Слоистость местами мелковолнистая, наблюдаются также мелкие линзы пологой косой слоистости. Встречены воднооползневые текстуры. В верхней части интервала мощность ритмов увеличивается до 25—35 см. При этом внутри их четко наблюдается микроритмичность.

6. Переслаивание туфов, алеврито-туффитов и туфопесчаников. Мощность 15 м.

Указанные образования участвуют в построении ритмов мощностью 0,9—1,5 м, подошва которых сложена грубозернистым туфопесчаником, постепенно переходящим в кровле в алеврито-туффит и туф. Границы ритмов четкие волнистые. В кровле наблюдаются волнистая слоистость, местами линзочки более грубозернистого материала. Слойки участками брекчированы. Породы состоят из слабо окатанных кварцевых и полевошпатовых зерен, угловатых и остроугольных обломков плагиоклаза, кварца, хлоритизированной породы (стекла?), рудного минерала. Основная масса тонкокристаллическая слюдисто-кварцевая с более темными пепловыми частицами неправильной формы.

7. Туфобрекчии и туфопесчаники. Мощность 60 м.

Разнозернистые туфопесчаники залегают на неровной с «карманами» и трещинами поверхности подстилающих пород. Выше туфопесчаник постепенно обогащается мелкощебенчатым материалом и редкими валунами (размером до 15 см) миндалекаменного диабазы, афанитового диабазы, кислой эффузивной породы, туфоалевролита и в единичных случаях гранита. Обломки крупнее 0,5 см имеют сглаженные углы. Крупнообломочный материал распределен неравномерно, иногда полностью отсутствует, что обуславливает появление прослоев туфопесчаника.

8. Полимиктовые конгломераты и песчаники. Мощность 40 м.

Редкие валуны и гальки серого гранита различной зернистости, гранито-гнейса, туфопесчаника, кислых эффузивов и миндалекаменных диабазов размером до 15 см составляют примерно 40% объема породы. Цемент мелкощебенчатый гранитного состава. По вертикали, а иногда и по горизонтали конгломераты переходят в песчаники по-

левошпато-кварцевого состава с биотитом и вкрапленностью сульфидов, образующие слои мощностью 1,0—1,5 м, которые чередуются с конгломератами. В отдельных слоях встречены срезающие друг друга косослоистые серии с разнонаправленным падением слоев.

Вышележащие породы здесь, в ядре синклинали, отсутствуют.

В западном крыле синклинальной структуры севернее д. Святна-волок по руч. Эльмус снизу вверх был описан следующий разрез (см. фиг. 20, II).

На поверхности плаггиомикроклиновых крупнокристаллических розовых гранитов залегает пласт кислых эффузивных пород (кератофиры, кварцевые порфиры, лавобрекчии). Мощность 200 м.

Перерыв. Мощность 90 м.

1. Глыбовые агломераты, в которых выделяются глыбы и обломки афанитовых и различной зернистости диабазов, миндалекаменных диабазов, нередко насыщенных миндалинами (пенистые лавы), хлоритизированного и биотитизированного диабазов размером до 0,5—1,0 м. Глыбы и обломки, закругленные в углах, плотно прилегают друг к другу и цементируются тонкокристаллической кремнистой или кварцево-полевошпато-биотитовой кристаллической массой. Местами в цементе встречаются миндалины карбонатно-кварцевого заполнения, мелкие обломки рудного минерала и плагиоклаза. В верхней части интервала встречаются редкие округлые валуны гранита и прослой брекчии кварцевого порфира.

2. Полимиктовые мелковалунные конгломераты. Мощность 86 м.

Несортированный обломочный материал неравномерно распределен в разрезе, встречаются участки мелкощебенчатых пород. Угловато окатанные фрагменты крупнокристаллического розового и аплитовидного гранитов, биотитового гнейса, кератофигов величиной до 0,2—0,3 м цементируются песчаным серицито-кварцевым материалом, содержащим песчинки кварца, плагиоклаза, диабазов.

3. Переслаивание туфов, туфосланцев, туфопесчаников, туфобрекчий. Мощность 140 м.

Слои мощностью 4—15 м четко отделяются друг от друга.

Туф представлен темно-зеленой однородной неслоистой породой, состоящей из слюдисто-кварцевой с примесью тонкорассеянного рудного основной массы, в которой вкраплены мелкий таблитчатый биотит и мелкие обломки кварца, плагиоклаза, диабазов и хлоритизированного стекла. Изредка встречаются миндалины с кварцевой внешней и рудной (магнетит) внутренней частями. Контакты туфовых прослоев с песчаниками извилистые, заливообразные.

Туфосланцы и туфопесчаники содержат значительное количество слабо окатанного алевритового и песчаного материала наряду с угловатыми обломками плагиоклаза, хлоритизированной породы и кварца.

Туфобрекчии, наиболее мощный (21 м) прослой которых располагается в нижней части интервала, сложены крупными остроугольными обломками (величиной до 0,2—0,4 м) туфосланцев, кислых эффузивов, диабазов и розового крупнокристаллического гранита. Обломки цементируются крупнозернистым туфопесчаником, составляющим большую часть породы, и распределены неравномерно. Туфопесчаник обогащен распыленным рудным веществом и содержит крупные кристаллы сфена.

В верхней части интервала встречены зеленовато-серые граувакковые туфопесчаники крупно- и среднезернистые, состоящие из кварцевых плагиоклазовых, диабазовых и биотитовых песчинок в слюдисто-кварцевом цементе. Наблюдается слабо выраженная тонкая горизонтальная и мульдобразная косая слоистость.

Все породы интервала обогащены сульфидами.

4. Полимиктовые средне- и мелковалунные конгломераты. Мощность 75 м.

Встречаются прослои гранитных конгломератов, конгломерато-брекчий и полимиктовых серых туфопесчаников.

Валуны в конгломератах размером 0,15—0,3 м представлены крупнокристаллическим серым гранитом, биотитизированным габбро-диабазом, полевошпатовым амфиболитом, альбитофиром и кварцевым порфиром, хлоритизированным диабазом и туфосланцем. Цементом является слабо окатанный до щебенчатого кварцево-полевошпатовый материал с биотитом и небольшим количеством песчинок диабаз. Прослои глыбовых гранитных конгломерато-брекчий имеют мощность 2—3 м, сложены глыбами гранита размером до 1,2 м, плотно прилегающими друг к другу. Щебенчатый цемент составляет незначительную долю породы.

Полимиктовые серые неслоистые однородные средне- и крупнозернистые массивные туфопесчаники, образующие прослои мощностью до 2—3 м, сильно обогащены сульфидами. В кровле прослоев располагаются тонкие слои зеленоватых туфоалевролитов.

5. Ритмичнослоистые туфосланцы и туфоалевролиты. Мощность 15 м.

Ритмы мощностью 0,5—1,0 см сложены микроритмично переслаивающимися (через 1—2 мм) туфосланцами и туфоалевролитами. Кровля слоев представлена серицито-кварцевым материалом с обилием таблитчатых листочков биотита, кристаллами рудного и тонкими иглами рутила. В подошве залегают алевролиты аналогичного состава. Крупные, размером до 2—3 мм, ромбические кристаллы доломита прорастают слои поперек. Границы слоев четкие, плоскости напластований отмечены распыленным рудным веществом. В интервале встречаются пльчатость, похожая на воднооползневые текстуры, и мелкие (2—3 см) косослоистые серии с пологими слоями.

Туфоалевролиты непосредственно налегают на конгломераты, облекая валуны. Контакт отчетливый, без следов размыва.

6. Полимиктовые конгломераты. Мощность 76 м. Породы крупно-, средне- и мелковалунные с валунами размером до 0,12—0,6 м хорошо окатанной формы. Более мелкий галечный материал угловато окатанный. Обломки представлены серовато-розовым гранитом, измененным габбро-диабазом, кислыми эффузивами, слюдястыми сланцами, афанитовым диабазом. Цемент серицито-полевошпато-кварцевый и серицито-кварцевый. В верхней части интервала располагается крупновалунный, преимущественно гранитный конгломерат, сильно выветрелый в зоне контакта с вышележащим ятулийским гранитно-кварцевым конгломератом. Гранитные валуны, содержащиеся в последнем, сложены интенсивно выветрелым гранитом и быстро исчезают при удалении от контакта.

Все указанные породы имеют моноклинальное залегание с падением слоистости на восток под углами 30—60°, в отдельных пунктах до 5°.

### Участок д. Красная Речка

Детально изучен разрез в южном конце полосы развития эффузивно-конгломератовых пород. Здесь, в западном крыле Краснореченского выступа, выше гранитов были описаны эффузивные и конгломератовые породы (см. фиг. 20, III).



### Вулканогенная толща

Непосредственные контакты основных эффузивов с гранитами не обнаружены, перерыв в обнаженности между ними составляет 10—15 м. После перерыва встречены выходы мелкозернистых, массивных диабазов с единичными миндалинами, выполненными кварцем. Кровля потока сложена миндалекаменными диабазами с «прослоями» вариолитовых диабазов. Мощность первого потока около 50 м.

Второй и третий потоки по своему составу и строению близки, подошва их сложена мелкозернистыми диабазами с редкими миндалинами, а центральная часть и кровля — миндалекаменными диабазами с массой мелких округлых и гороховидной формы миндалин, выполненных преимущественно розовым альбитом и кварцем, причем в кровле потоков насыщенность миндалинами настолько густая, что породы принимают вид пенистой лавы. Кроме того, в этих потоках отмечаются прослои диабазов с вариолитовой текстурой. Общая мощность этих потоков около 55 м. По своим текстурно-структурным особенностям породы потоков относятся к первому маркирующему горизонту.

Основание четвертого потока сложено мелкозернистыми, массивными диабазами с единичными миндалинами, выполненными кварцем. Кровля потока представлена миндалекаменными диабазами с массой кварцевых, хлоритовых, эпидотовых и биотитовых миндалин. Мощность потока 23 м.

Пятый и шестой потоки (мощность 27 и 13 м) по своему строению и текстурно-структурным особенностям близки друг к другу. Подошва их сложена мелкозернистыми диабазами с редкими миндалинами, выполненными кварцем и хлоритом, а кровля представлена миндалекаменными диабазами с массой мелких миндалин кварцево-хлорито-биотито-эпидотового состава. Кроме того, в кровле потоков отмечаются крупные кварцевые миндалины размером до 10—15 см.

Маломощные седьмой и восьмой потоки (10 и 13 м соответственно) в подошве представлены мелкозернистыми, массивными диабазами, а в кровле — миндалекаменными диабазами, вплоть до пенистых лав.

Девятый поток мощностью 17 м и десятый — мощностью 22 м имеют сходное строение. Подошва их сложена мелкозернистыми массивными диабазами с миндалекаменной текстурой, а кровля и центральные части лавовых потоков — лавобрекчиями.

Венчается разрез лавовой толщи в данном районе двумя потоками диабазовых порфиритов. Мощность одиннадцатого потока около 32 м, а двенадцатого — 17 м. Подошва и центральная часть этих потоков представлены порфиритами с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза в массе породы. Ближе к кровле текстура породы становится миндалекаменной, а в кровле обычно сложена пенистыми лавами и лавобрекчиями. Данные лавовые потоки являются вторым маркирующим горизонтом в лавовой толще.

Общая мощность разреза основных лав, состоящего из 12 лавовых потоков, составляет 280 м. Все описанные покровы имеют моноклинальное залегание с падением на запад под углом 45—50°.

### Конгломератовая толща

Выше основных эффузивов залегают конгломераты, в которых снизу вверх описан следующий разрез (см. фиг. 20, III):

1. Галечные и глыбовые туфоконгломераты. Мощность 60 м.

Поверхность контакта с подстилающими миндалекаменными диабазами неровная, в плане изгибается, как бы повторяя контуры погребенного рельефа. Преобладают валунные конгломераты, сложенные окатанными валунами различных основных пород и гранита (до 30%), среди которых встречаются нечеткие галечные прослои мощностью до 2—5 м. Цемент темный, зеленовато-серый, состоит из материала разрушения основных пород. В верхней части интервала появляются прослои серых туфопесчаников, в которых местами заметна слоистость.

2. Туфопесчаники с прослоями конгломератов. Мощность 65 м.

Неяснослоистые серые среднезернистые туфопесчаники содержат прослои от крупно- до мелкогалечных конгломератов. Последние имеют четкий неровный нижний контакт с песчаниками и постепенный верхний; они сложены окатанными и угловато-окатанными фрагментами гранита и изредка основных пород. Мощность 1—5 м.

3. Светло-серые мелко- и среднезернистые песчаники. Мощность 120 м.

Серицито-кварцевые песчаники, как правило, характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью. Встречено несколько маломощных косослоистых серий с параллельными границами и пологим падением слоев.

4. Гранитные конгломераты и брекчии. Мощность 230 м.

В нижней части преобладают угловато окатанные и угловатые фрагменты валунного размера, представленные гранитом и значительно реже породами основного состава. Выше обломки основных эффузивов почти не встречаются, порода сложена угловатыми и угловато окатанными фрагментами гранита с минимальным количеством цемента из разрушенного гранитного материала. Обломки плотно упакованы, и состав породы настолько однороден, что в обнажениях малых размеров его легко принять за трещиноватый гранит.

В данном районе прослежены, по существу, все элементы разреза сумийско-сариолийских образований, отмеченные в районе р. Кумсы, за исключением элювиально-делювиальных брекчий в подошве эффузивной толщи. При этом характерно резкое различие западных и восточных разрезов, выраженное в отсутствии в составе первых лавовых образований.

Лавовая толща восточных разрезов (северный берег оз. Пальеозера, д. Красная Речка) в целом по внутреннему строению подобна разрезу основных эффузивов района р. Кумсы.

В районе оз. Пальеозера только в обнаженной части разреза установлено переслаивание 18 лавовых покровов и потоков, среди которых отмечен верхний маркирующий горизонт, представленный двумя покровами плагиоклазовых диабазовых порфиритов. Общая мощность разреза не менее 375 м.

Разрез лавовой толщи района д. Красная Речка включает всего 12 лавовых покровов, имеющих общую мощность 280 м. При этом среди лавовых покровов установлены покровы как нижнего, так и верхнего маркирующих горизонтов, подобные выделенным для района р. Кумсы. Излившимися лавами на территории западного Прионежья была покрыта площадь, превышающая 1200 кв. км. Таким образом, общая площадь, залитая базальтами, в северном и западном Прионежье составляла не менее 2,8 тыс. кв. км. Разобщенные в настоящее время поля основных эффузивов, развитых в районе р. Кумсы, оз. Пальеозера, д. Красная Речка, ранее представляли единое целое и как части входили в состав обширного лавового плато, занимающего значительную часть территории северного и западного Прионежья. При этом эффузив-

ные поля изученных участков составляли лишь небольшую часть восточного края лавового плато. Единство эффузивных полей подтверждается прежде всего однотипностью строения разрезов вулканогенной толщи в разных ее участках, наличием одних и тех же маркирующих горизонтов, единым характером химической эволюции магматического расплава, а также поразительным сходством текстурных особенностей (вариолитовых, сферолитовых, миндалекаменных и некоторых других) пород целого ряда отдельных лавовых покровов или их групп, не входящих в состав маркирующих горизонтов.

В районе руч. Эльмус и оз. Салваламби на плаггиомикроклиновых гранитах в основании «западных» разрезов установлен горизонт кислых эффузивов — кварцевых порфиров, стратиграфическое положение которых ввиду недостаточных данных не совсем ясно, и включение их в состав сумийско-сариолийского комплекса в некоторой степени является условным. Толща основных лав в данных разрезах полностью отсутствует, хотя в 2,0—2,5 км к востоку она имеет мощность, значительно превышающую 375 м. Вместо лавовых образований в нижней части разрезов отмечаются переслаивающиеся глыбовые агломераты и ксеноагломераты.

Состав пород конгломератовой толщи района и особенно переходной части отличается большим разнообразием. Хотя здесь не наблюдается переслаивания потоков лав с вулканогенно-обломочными образованиями, за исключением отдельных тел кластолав, тем не менее накопление отложений переходной подтолщи характеризуется неоднократной сменой доминирующего механизма — вулканического или осадочного. Следствием этого явилось наблюдаемое в разрезах неоднократное согласное чередование полимиктовых и существенно гранитных конгломератов и конгломерато-брекчий, аналогичных конгломератам района р. Кумсы с горизонтами туфов, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфобрекчий.

В структурном отношении в пределах данного участка всюду устанавливается согласное залегание вулканогенной и вулканогенно-конгломератовой толщ комплекса, а в ряде случаев и их совместная складчатость.

Ятулийские образования контактируют с породами всех уровней разреза сумийско-сариолийских образований, так как оси образуемых ими структур или параллельно смещены по отношению к сариолийским (район д. Святнаволок), или ориентированы к ним под углом до 30—40°. При этом сумийско-сариолийские породы всюду являются субстратом ятулийской коры выветривания.

Как уже отмечалось, наряду с выдержанностью отдельных горизонтов разрез вулканогенно-осадочного комплекса в целом претерпевает значительные изменения по горизонтали. Крайними видами этого изменения являются: а) разрез на руч. Эльмус, где на поверхности гранитов после пласта кислых эффузивов залегают переслаивающиеся эффузивно-пирокластические, пирокласто-осадочные и конгломератовые образования; б) разрез севернее оз. Салваламби, в котором кроме вулканогенно-обломочных и обломочных образований присутствует мощная толща подстилающих их эффузивов; в) разрез близ д. Красная Речка, в котором эффузивная толща имеет меньшую мощность и перекрывается обломочными породами, почти не содержащими примесей вулканического происхождения. Несмотря на эти различия рассматриваемые образования района, как видно из описания, составляют единый в генетическом и структурном плане вулканогенно-осадочный комплекс сумия — сариолия, различия в характере конкретных разрезов которого,



по-видимому, свидетельствуют о нескольких типах фациальных условий образования.

Вероятно, в пространственном размещении главных членов разреза сумийско-сариолийского комплекса немаловажное значение имел древний рельеф, существовавший к моменту накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. В центральных частях межгорных впадин (прогибов) проходило формирование преимущественно лавовых толщ, а на склонах возвышенностей, где лавы имели сокращенные мощности, преобладающее развитие получили конгломераты. Чем контрастнее рельеф, тем больше различий приобрели сближенные разрезы вулканогенно-осадочного сумийско-сариолийского комплекса.

#### РАЙОН ПОС. ГУМАРИНО — ОЗ. СЕЛЕЦКОГО

Известные в данном районе образования конгломератовой толщи в виде узкой полосы прослеживаются от истока р. Лужмы на севере до пос. Гумарино на юге. С запада полоса ограничена перекрывающими конгломератовую толщу ятулийскими конгломератами, песчаниками и кварцитами восточного крыла Селецко-Янгозерской структуры. В крайних пунктах полосы толща конгломератов несогласно уходит под ятулийские образования. Породы эффузивной толщи здесь отсутствуют, и конгломераты непосредственно ложатся на размытую поверхность нижнепротерозойских зеленых сланцев или гранитов. Мощность конгломератов изменяется от 200 м на севере до 500—600 м на юге.

Породы конгломератовой толщи, развитые на восточном побережье оз. Селецкого, изучались Р. Eskola (1918), который впервые выделил их здесь в самостоятельную стратиграфическую единицу — сариолий. Позднее эти образования изучались К. О. Кратцем и В. Я. Мейльбаум (1962).

Ниже приводится описание двух основных разрезов конгломератовой толщи данного района.

Южнее истока р. Лужмы наблюдается последовательность пород (снизу вверх) (фиг. 22, II):

1. Гранитные конгломераты. Мощность 15 м.

На неровной поверхности сильно рассланцованных нижнепротерозойских зеленых сланцев с резким угловым и азимутальным несогласием залегают крупновалунные гранитные конгломераты. Овально вытянутые хорошо окатанные валуны размером 10—40 см, иногда до 1 м, сложены серыми гранитами и гранито-гнейсами (90% валунов) и зелеными сланцами (10%). Размеры сланцевых валунов не превышают 10 см. Цемент слюдисто-кварцево-полевошпатовый.

2. Мелковалунные и галечные гранитные конгломераты, гравелиты и крупнозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники. Мощность 60 м.

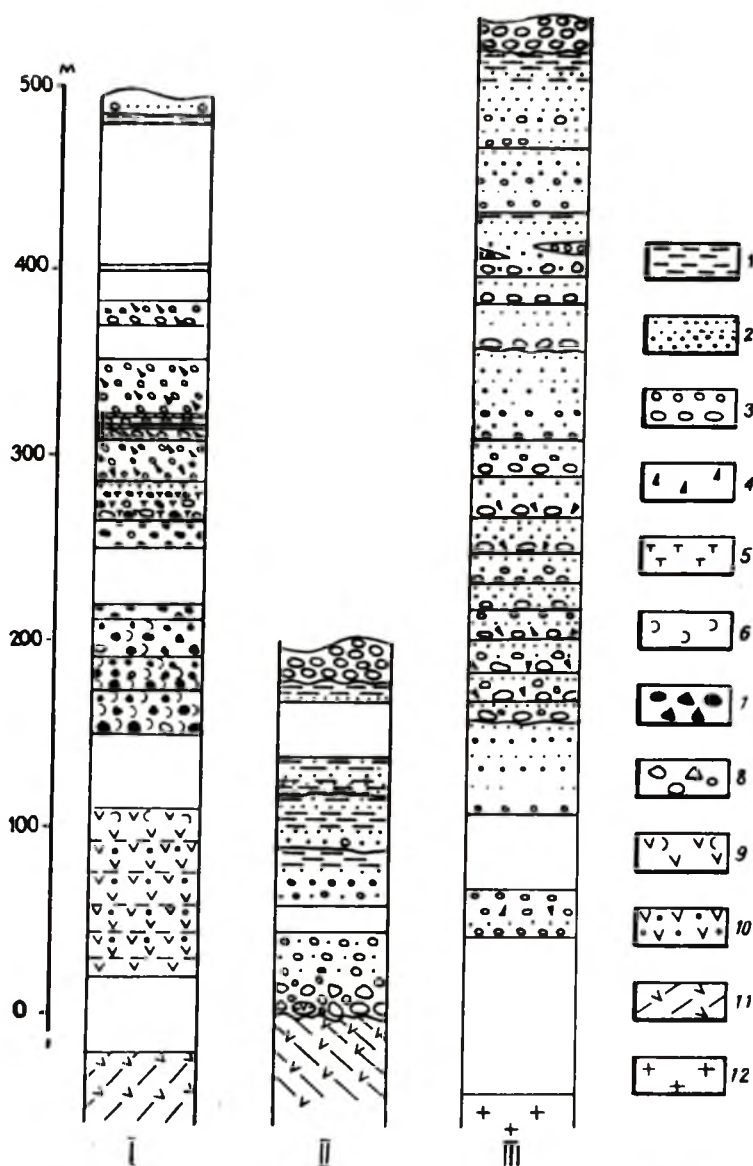
Нижняя часть существенно конгломератовая, верхняя — гравелито-песчаниковая. Слабо сортированный обломочный материал представлен гранитом (преобладает), пегматитом, кварцем и зелеными сланцами. Конгломераты образуют линзовидные прослои в песчаниках. В верхней части интервала наблюдается грубое переслаивание через 0,3—0,5 м крупнозернистых аркозовых песчаников и гравелитов.

3. Тонкое переслаивание (слойки 1—5 мм) мелкозернистых аркозовых песчаников и алевролитов. Мощность 5 м.

4. Грубозернистые аркозовые песчаники. Мощность 10 м.

Породы с прослоями редкогалечных конгломератов, содержащих единичные валуны размером до 20 см, сложенные гранитом. Цемент биотито-полевошпато-кварцевый.

5. Мелкозернистые песчаники, алевролиты и сланцы. Мощность 50 м. Ритмично переслаиваются через 0,2—0,3 м. Внутри ритмов наблюдаются микрослонистость и параллельные косослонистые серии мощностью



Фиг. 22. Колонки по разрезам сарилийских образований района о-ва Сондалы (I), р. Лужмы (II) и пос. Гумарино (III).

1 — сланцы; 2 — песчаники, гравелиты; 3 — галечные и валунные конгломераты; 4 — сланцевая брекчия; 5 — признак пирокласто-осадочных образований; 6 — признак эффузивно-пирокластических образований; 7 — фрагменты пород основного состава; 8 — фрагменты гранитоидов и кварца; 9 — диабазовые лавобрекнии и диабазы; 10 — миндалекаменные диабазы; 11 — зеленые сланцы; 12 — граниты.

1—5 см с пологими слойками. Встречены следы оползания осадка. Состав пород биотито-полевошпато-кварцевый. В конце интервала отмечаются редкие слойки крупнозернистого песчаника и гравелита.

Перерыв. Мощность 40 м.

6. Биотито-полевошпато-кварцевые сланцы и алевролиты. Мощность 5 м.

В породе наблюдается тонкая (1—10 мм) ритмичная горизонтальная слоистость типа ленточной. На неровной размытой поверхности сланцев, обогащенных в кровле мелкими октаэдрами магнетита, залегают ятулийские кварцевые конгломераты. Поверхность контакта слабо срезает слоистость сланцев.

Общая мощность осадков 185 м. Почти всюду преобладает гранитный материал или продукты его разрушения. Возможно, что мелко- и тонкозернистые образования содержат наряду с продуктами разрушения зеленых сланцев и туфогенный компонент.

Разрез севернее пос. Гумарино значительно отличается от приведенного по мощности и характеру наблюдающихся образований. Здесь в 100 м по мощности от ближайших выходов гранита снизу вверх залегают (см. фиг. 22, III):

1. Редкогалечные и мелковалунные, преимущественно гранитные конгломераты. Мощность 20 м.

Валуны и гальки размером 0,1—0,2 м (реже до 0,3 м) гранитов, аплитов, пегматитов и гранито-гнейсов (80—90% обломков) и гальки зеленых сланцев, измененных амфиболитов и метадиабазов (10—20%). Встречаются прослои крупнозернистых аркозовых песчаников.

Перерыв. Мощность 40 м.

2. Серые средне- и крупнозернистые аркозовые песчаники с биотитом. Мощность 35 м.

В подошве интервала располагается прослой редкогалечного конгломерата. Местами в песчаниках наблюдается неясная крупная косая слоистость.

3. Серые среднезернистые аркозовые песчаники. Мощность 15 м.

В нижней части залегают гравелиты и крупнозернистые песчаники с постепенным верхним контактом. В породах рассеяны кубические кристаллы пирита, почти нацело замещенные окислами железа.

4. Пачка груборитмичного переслаивания. Мощность 150 м.

Прослежено девять ритмов мощностью 8—21 м. Ритмы в подошве сложены крупно-, реже мелковалунными гранитными конгломератами неплотной упаковки. Хорошо окатанный крупнообломочный материал представлен на 70—80% серыми гранитами и гнейсо-гранитами. Реже встречаются слабо окатанные валуны рассланцованных зеленокаменных пород и слюдисто-кварцевых сланцев.

По направлению к кровле ритмов происходит постепенный переход от валунных к мелкогалечным конгломератам и гравелитам. В кровле располагаются крупнозернистые песчаники с линзами гравелита и единичными мелкими валунами. В песчаниках встречаются параллельные однонаправленные косослоистые серии мощностью 0,15—0,40 м с пологими слойками, чередующиеся с горизонтальнослоистыми сериями мощностью 0,05—0,10 м. Иногда кровля ритма представлена размытым прослоем сланца, обломки которого встречаются в подошве следующего ритма. В интервале встречено несколько неясных крупных косослоистых серий мощностью до 7 м. Нечеткие слойки имеют мощность до 0,7—1,0 м и сложены конгломератом в основании серий и гравелитом в кровле. Цементом конгломерата является песчано-гравийный полевошпато-кварцевый материал.



5. Переслаивание серых средне- и крупнозернистых аркозовых песчаников с мелкогалечными конгломератами. Мощность 50 м.

Крупнообломочный материал представлен гранитами, гнейсо-гранитами, реже измененной основной породой, кварцем, сланцами. Слои песчаников мощностью 0,5—5,0 м чередуются с конгломератами и гравелитами через 0,5—1,0 м. В верхней части интервала (9 м) наблюдается мелкоритмичное переслаивание. Ритмы мощностью 0,2—1,0 м сложены гравелитом в подошве и мелко-, среднезернистым песчаником с горизонтальной слоистостью в кровле. Границы ритмов неровные. Встречается неясная косая слоистость. В породах рассеяны кубические псевдоморфозы лимонита по пириту.

6. Груборитмичная пачка. Мощность 75 м.

Ритмы мощностью 15—30 м сложены в подошве валунным конгломератом. Валунный размер 5—20 см неравномерно распределены в породе. К кровле конгломерат постепенно сменяется средне- и мелкозернистым аркозовым песчаником, содержащим отдельные гальки гранита, скопления их и линзы конгломерата. В кровле верхнего ритма отмечен размытый прослой серовато-зеленого биотито-полевошпато-кварцевого алевролита со слоями песчаника. Обломки аналогичных пород встречаются в подошвах нижележащих ритмов, что свидетельствует о явлениях размыва, имевших место перед накоплением большинства из них. В песчаниках наблюдается обилие кристаллов магнетита и пирита, большей частью замещенных окислами железа.

7. Крупно- и грубозернистые аркозовые песчаники. Мощность 35 м.

Песчаники слабо отсортированы, содержат прослой до 10 см гравелита и галечного конгломерата. В последних фрагменты сложены гранитом, гранито-гнейсом, аплитом, кварцем, рассланцованной основной породой и сланцами. По-прежнему присутствуют псевдоморфозы по пириту.

8. Мелкозернистый темно-серый аркозовый песчаник с обилием кристаллов магнетита и пирита. Мощность 50 м. В нижней части породы грубее, до крупнозернистой, с гравием и галькой.

9. Сланцы и алевролиты горизонтально-слоистые. Мощность 2 м.

Состав пород биотито-полевошпато-кварцевый. Отмечается множество кристаллов магнетита. На неровной размытой поверхности сланцев, сильно ожеженных в зоне контакта, лежат ятулийские кварцевые конгломераты.

В данном районе сумийско-сариолийские образования представлены почти исключительно обломочными песчано-конгломератовыми образованиями с преобладающим развитием обломков гранитов, гранито-гнейсов при подчиненной роли фрагментов амфиболитов и зеленых сланцев. Значительную часть разреза составляют аркозовые гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и сланцев. Вулканогенный материал, в виде туфовой примеси, при полном отсутствии эффузивных образований, предполагается лишь в составе алевролитов и сланцев. В строении разреза прослежена ритмичность нескольких порядков.

Конгломератовые образования, имеющие в подошве некоторые признаки элювиально-делювиальных отложений, резко несогласно залегают на размытой поверхности древних гранитоидов и зеленых сланцев.

Верхний контакт толщи в связи с простираем пород, параллельным простираем ятулийских образований, кажется в большинстве случаев почти согласным, однако наличие признаков ятулийского выветривания в зоне контакта, явления размыва, а также картируемые

различия структурного плана сариолийских и ятулийских образований четко свидетельствуют о перерыве и несогласии между ними.

В целом разрез сумийско-сариолийских образований района по своим особенностям напоминает верхнюю, нормально осадочную часть разреза района р. Кумсы и горизонты полимиктовых конгломератов и песчаников среди туфогенных образований района Святнаволок — Гирвас.

#### РАЙОН ОЗ. СЕГОЗЕРА

В этом районе сариолийские образования развиты спорадически на небольших участках на южном (д. Карельская Масельга), северном (восточнее Орченьгубы) и северо-западном (д. Сондалы) берегах озера, где они несогласно перекрывают граниты, сланцевые толщи, либо имеют согласное залегание с подстилающими их основными эффузивами. Ятулийские толщи, имеющие широкое площадное развитие, несогласно перекрывают сариолийские образования.

В окрестностях д. Карельская Масельга конгломераты известны на нескольких участках, западнее и восточнее шоссе к югу от деревни. Из-за неравномерной обнаженности представилась возможность провести детальное описание разреза только на одном участке — восточнее шоссе, на склоне горы с месторождением горшечного камня Турган-Койван-Аллуста. Здесь на серых плагиогранитах с голубым кварцем снизу вверх залегают:

##### 1. Валунно-галечный конгломерат. Мощность 11 м.

Угловатые и плохо окатанные валуны и гальки гранитов и гнейсогранитов, реже зеленых сланцев, амфиболитов цементируются слюдяным аркозовым цементом с примесью хлоритового материала.

##### 2. Мелкообломочные конгломерато-брекчии. Мощность 2 м.

Угловатые и с закругленными углами обломки гранита, составляющие около 20—30% объема породы, неравномерно распределены в щебенчатом цементе. Распределение крупных фрагментов подчиняется весьма нечеткой слоистости. Внутри некоторых прослоев удлиненные обломки ориентированы под пологим углом к плоскостям напластований и создают впечатление очень неясной косой слоистости.

##### 3. Среднеобломочные брекчии. Мощность 8 м.

Фрагменты гранитов, зеленых и талько-хлоритовых сланцев цементируются щебенчатым материалом, содержащим большое количество мелких сланцевых обломков.

##### 4. Крупногалечный конгломерат. Мощность 2,5 м.

Конгломерат представлен крупными гальками и редкими валунами гранитов окатанной формы, цементирующихся дезинтегрированным гранитным материалом. Здесь ятулийское выветривание, заметное и в нижележащих горизонтах, привело к тому, что полевые шпаты галек и цемента полностью замещены серицитом и гальки различаются только на дневной поверхности породы благодаря сохранению гранитной структуры. В средней части интервала располагаются маломощные линзы ятулийских инфильтрационных карбонатов, здесь же широко развита хлоритизация породы.

На неровной поверхности выветрелых конгломератов с размывом залегают ятулийские кварцевые гравелиты.

Общая видимая мощность пород конгломератовой толщи составляет 23,5 м.

На северо-западном берегу оз. Сегозера на мысе Каннусниemi (напротив острова и д. Сондалы) в основании конгломератовой толщи лежат эффузивные диабазы. Обнаженная часть их разреза состоит из нескольких потоков. Характер перехода от эффузивов к конгломератам и мощность перерыва между ними не установлены.

В составе конгломератовой толщи снизу вверх залегают (см. фиг. 22, I):

1. Ксеноагломераты, туфобрекчии и туфоконгломераты. Мощность 120 м.

В составе галечного материала резко преобладают угловато-округленные, угловатые, реже округлые фрагменты диабазов и мандельштейнов до 20 см в поперечнике зеленовато-серого и более светлых оттенков, вплоть до белесых и слабо зеленоватых. Встречаются единичные обломки диабазовой лавобрекчии.

Характерной особенностью галек основных пород является их зональность (фиг. 23), массовая в нижней части и редко наблюдаемая



Фиг. 23. Ксеноагломерат с зональными фрагментами.

вверху. Зональность, как правило, представлена светлой каймой вдоль контура галек, однако часто наблюдаются две, три и даже четыре внутренние концентрические светлые зоны мощностью 1—3 мм. Иногда встречаются фрагменты с несколькими самостоятельными центрами систем концентрических зон, всегда разделенных тонкими залеченными трещинками. Отдельные крупные фрагменты имеют сложную неправильную «закрученную» форму с сингенетической трещиноватостью типа «хлебной корки», напоминающую очертания вулканических бомб. Гальки основных пород, особенно измененного состава, несколько вытянуты по сланцеватости, что не наблюдается у гранитных галек.

Гранитоиды представлены окатанными и угловато окатанными гальками и валунами плагногранита размером 5—10 см (до 30 см), к которым в средней и верхней частях интервала присоединяются редкие фрагменты гнейсов, мигматитов, плаггиомикроклиновых гранитов



и гранитов с голубым кварцем. Внизу гранитоидные фрагменты составляют 10—20% породы, вверх их количество растет до 25—30%.

Гальки прочих пород не составляют существенной доли рассматриваемых образований. Среди них можно отметить (с убыванием по частоте встречаемости): кварцевые, зеленосланцевые, серицитовых, серицито-хлоритовых, кварцево-серицитовых, полевошпато-кварцевых сланцев. Встречаются гальки плагиопорфиров и кератофиров, амфиболитов, кварцитов.

Цемент, составляющий от 15—30% породы внизу до 10—15% вверх, обычно представлен разнозернистым темным зеленовато-серым слюдясто-песчанистым материалом с большим количеством мелких обломков основных пород. Изредка цемент тонкий, алевроито-пелитовой размерности, темно-зеленый. В верхней части в цементе заметна доля гранитной дресвы.

По всему интервалу наблюдается большое количество тонких (0,5—4 мм) кварцевых, редко кальцитовых жилок, беспорядочно рассекающих цемент, а изредка и гальки. Местами количество жилок так велико, что порода приобретает вид кремнистого «туфа».

В разрезе интервала через 1—5 м наблюдается грубое чередование пород с различной размерностью фрагментов, плотностью упаковки и сортировкой обломочного материала. В целом сортировка очень слабая, границы слоев нечеткие, постепенные. Сами слои часто выклиниваются. Встречаются единичные безгалечные линзовидные прослои мощностью 0,1—0,3 м, по составу соответствующие вышеописанному цементу.

2. Полимиктовые, преимущественно гранитные конгломераты. Мощность 220 м.

Переход от пород предыдущего интервала происходит в маломощной (10 м) пачке переслаивания валунных и редкогогалечных конгломератов.

Гранитные фрагменты полимиктовых конгломератов имеют угловато окатанную, а чаще хорошо окатанную, овальную форму. Размер их в различных слоях изменяется в пределах 10—15 см, редко достигая 30 см. В среднем валуны и гальки гранита составляют примерно половину пород, пределы колебаний их доли составляют 20—60%, в единичных случаях (прослой мощностью не более 1 м) до 80%.

Вторым по значению компонентом пород является сланцевая «брекчия». Слово «брекчия» выделено кавычками, так как угловатыми сланцевые фрагменты можно назвать лишь морфологически за их «ксеноморфные» очертания, приспособленные в условиях сильного расслаивания к заполнению промежутков между фрагментами более прочных пород. Предположение о иной первичной форме сланцевых фрагментов опирается, кроме того, на следующие факты:

а) в подошве интервала часто встречаются фрагменты зеленого оталькованного сланца, который к центру фрагментов переходит в плотный и прочный метадиабаз или миндалекаменный диабаз;

б) сланцевые фрагменты, содержащие кварцевые и кальцитовые миндалины до 2—3 мм в диаметре, встречаются в большей нижней части интервала.

Цвет сланцевых фрагментов в нижней части интервала зеленый, в средней — оранжевый и коричневый снаружи, зеленый — в свежем сколе, выше наряду с оранжевыми появляются коричневатые черные обломки, в кровле сланец имеет зеленый цвет с оранжевыми пятнами и полосами.

Сланцевая брекчия составляет 10—40% объема пород, чаще всего 20—30%. Обломки основных эффузивов, обильные в предыдущем интервале, редки и сложены сильно измененными афанитовым или миндалекаменным диабазами, похожими на сланец, или ороговикованными.

В крупнообломочном материале изредка встречаются гальки кварца, амфиболита, хлоритовых и хлорито-серицитовых сланцев, полосчатых филлитов и плагиопорфиров.

Цемент, составляющий 10—20% породы, представлен слюдисто-песчанистым аркозовым материалом.

Чередование валунных, галечных и редкогогалечных конгломератов через 1—15 м создает нечеткую грубую слоистость. Песчаниковые безгалечные прослои, местами присутствующие в разрезе в большом количестве, усложняют эту грубую слоистость. Прослои песчаников мощностью от 5 см до 1,5 м обычно линзовидные, иногда имеют сложное внутреннее строение, обусловленное внутренними скоплениями галечного материала, напоминающее мультяшную слоистость. В отдельных случаях встречены небольшие (до 1 м), довольно круто падающие по отношению к общей слоистости линзовидные свободные от галек участки, являющиеся, по-видимому, слойками в очень нечеткой косой слоистости.

В кровле интервала наблюдаются существенное ожелезнение пород, сильная выветрелость гранитных галек и цемента.

На неровной поверхности конгломератов с размывом залегают грубозернистые песчаники ятулия.

В северном направлении (на о-ве Сондалы) полоса, занятая породами конгломератовой толщи общей мощностью до 340 м, скрывается под ятулийскими образованиями. Здесь, так же как и южнее описанного разреза, ятулийские породы с угловым и азимутальным несогласием перекрывают непосредственно эффузивы, подстилающие конгломераты. Указанные взаимоотношения между названными породами хорошо показаны на геологической карте, составленной В. З. Негруца (Харитонов, 1966).

Сумийско-сариолийские образования данного района имеют вполне определенные прототипы в ранее рассмотренных районах и потому не требуют специального обсуждения. Так, разрез у острова Сондалы по своим особенностям является повторением разрезов типа кумсинских или расположенных севернее оз. Салваламби в районе Святнаволока, а разрез у д. Карельская Масельга, где мы видим лишь крайние нижние части конгломератовой толщи, подобен сариолию побережья оз. Селецкого. Вулканогенная (лавовая) часть разрезов этого района, как и ранее охарактеризованных участков, представлена главным образом переслаивающимися лавовыми покровами и потоками, среди которых пирокластический материал имеет небольшое развитие. В районе северного берега оз. Сегозера (залив Орченьгуба) в одном из эрозионных «окон» древних пород ятулийского фундамента установлено не менее семи лавовых покровов общей мощностью примерно 150 м. Широко развиты основные эффузивы также на острове Сондалы и на западном берегу оз. Сегозера. При этом широкая полоса основных лав от оз. Сегозера непрерывно прослеживается в район озер Хожезера и Маслозера. По своему внутреннему строению и текстурно-структурным особенностям эффузивы района являются аналогичными образованиям ранее охарактеризованных участков. Это сходство усиливается наличием в районе оз. Хожезера лавовых покровов, сложенных плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами, кото-

рые в районе северного и западного Прионежья слагают верхний (второй) маркирующий горизонт. Кроме того, в верхней части разреза сумийско-сариолийских образований района оз. Хожезера — д. Веньги-горы установлены мелкообломочные агломераты, ксеноагломераты, состоящие из преобладающих обломков основных лав и реже обломков гранитов. Эти образования можно рассматривать как аналогичные породам переходной зоны района Кумсинской структуры.

На лавобрекчиях Орченьгубы, пенистых лавах и лавобрекчиях миндалекаменных диабазов, на конгломератах острова Сондалы установлена кора химического выветривания доятулийского возраста. Породы сумийско-сариолийского комплекса данного района с угловым и структурным несогласием перекрываются ятулийскими образованиями.

Западнее и северо-западнее оз. Сегозера сариолийские образования обнаружены во многих районах: у озер Лубоярви, Мотко, Волома и т. д.

В районе оз. Лубоярви развиты галечные и валунные гранитные конгломераты с аркозовым и песчано-глинистым цементом. Мощность конгломератовой толщи, залегающей на гранитах, не менее 100 м.

В районе западного берега оз. Волома на гранитах залегают валунные конгломераты с преобладанием фрагментов плагиогранитов, микроклиновых гранитов, а также с валунами и гальками биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов, амфиболитов и других пород. На северо-восточном берегу оз. Волома развиты в основном зеленокаменные конгломераты (агломераты, по А. В. Синицыну, 1969) с редкими гальками и валунами плагиогранитов. Судя по элементам залегания слонистости, агломераты перекрывают основные эффузивы сумия.

К северу от оз. Волома конгломераты, эффузивы и значительное количество типов осадочно-пирокластических пород описаны в районе оз. Большезера.

#### РАЙОН ОЗ. БОЛЬШЕЗЕРА

Впервые конгломераты на рассматриваемой территории были установлены в 1947 г. при геологической съемке, проведенной Северо-Западным геологическим управлением в связи с необходимостью выявления природы открытых здесь в 1946 г. аэромагнитных аномалий. На основании полученных при геологической съемке данных В. А. Перевозчикова в 1948 г. отнесла конгломераты участка оз. Большезера, которые по составу слагающего их галечного материала были подразделены на полимиктовые и зеленокаменные, к образованиям протерозоя, сопоставив их с конгломератами Сегозерского и Койкарского районов центральной Карелии. Состав этих, по мнению В. А. Перевозчиковой, одновозрастных конгломератов зависит от состава подстилающих их пород. Зеленокаменные конгломераты формировались на нижнепротерозойском комплексе метаморфизованных основных эффузивов, а полимиктовые — на гранитоидах и комплексе метаморфизованных пород железорудной формации архея, широко известной ныне под названием гимольской серии нижнего протерозоя.

Конгломераты, закартированные к югу от д. Кимасозеро на участке небольшого озера Шуаръярви, В. Ф. Мотычко в 1948 г. отнес по возрасту, совместно с подстилающими их метадиабазами, к протерозою.

После проведения указанной геологической съемки конгломераты рассматриваемого района изучались автором при проведении детальных тематических исследований стратиграфии, тектоники, магматизма



и регионального метаморфизма развитых здесь комплексов пород докембрия под руководством К. О. Кратца с 1955 по 1963 г. В результате этих комплексных исследований было установлено, что конгломераты участка оз. Большезера не являются разновозрастными образованиями, как это предполагала В. А. Перевозчикова, а представляют собой базальные слои двух разновозрастных серий протерозоя. Полимиктовые конгломераты, сложенные галечным материалом гранитоидов с подчиненным количеством пород гимольской серии, слагают низы осадочно-вулканогенной серии, впервые выделенной автором в этом районе под названием большезерской серии, которая послужила, в определенной мере, стратотипом сумийского отдела в региональной стратиграфической схеме докембрия Карелии (Кратц, 1958). Полимиктовые конгломераты, галечный материал в которых представлен гранитоидами, породами гимольской и большезерской серий, преимущественно с резким преобладанием обломков основных эффузивов, были отнесены к образованиям сариолийского отдела среднего протерозоя. Конгломераты участка Шуаръярви представляют собой аналогичные образования, но здесь широко развиты конгломераты сариолийского возраста, а конгломераты большезерской серии были установлены лишь в пределах отдельных обнажений.

После опубликования результатов указанных исследований (Кратц, 1958, 1963; Стенарь, 1960, 1966; Чернов, Стенарь, 1960) вопрос о стратиграфическом положении большезерской серии в целом и о выделенных здесь двух разновозрастных конгломератах явился предметом обсуждения в печати (Харитонов, 1966; Гилярова, 1966). Л. Я. Харитонов высказал мнение, что осадочно-вулканогенные образования и перекрывающие их полимиктовые конгломераты в районе Большезера, по-видимому, следует сопоставлять с сариолийскими конгломератами (Харитонов, 1966, стр. 20). В своей статье, посвященной критическому анализу работ и материалов автора, М. А. Гилярова ставит под сомнение не только обоснованность выделения большезерской серии, но даже правомочность и обоснованность выделения двух разновозрастных конгломератов в Большезерско-Кимасозерском районе, к сожалению, на основании общих рассуждений и вольного оперирования фактическим материалом автора.

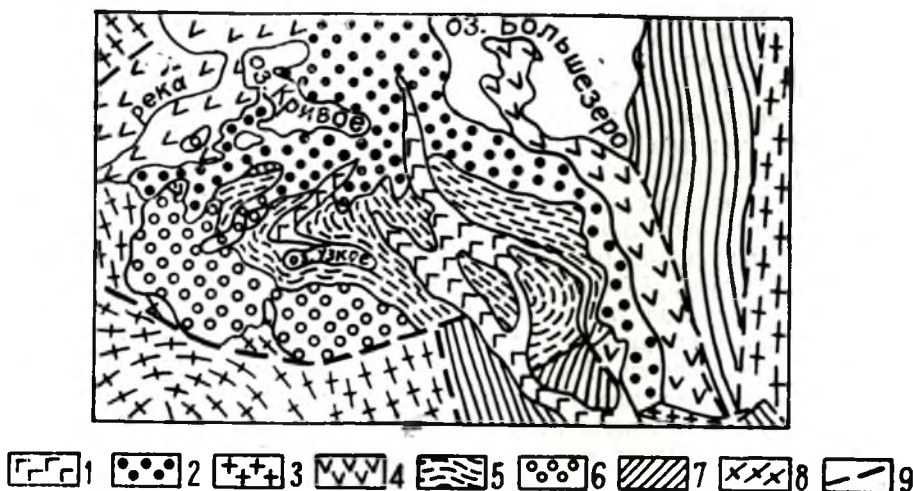
В геологическом строении района Большезеро — Кимасозеро участвуют две возвратные группы пород докембрия — архейская и протерозойская.

Архейские породы представлены гранитоидами, которые являются частью обширного поля гранитоидных пород западной Карелии и восточной Финляндии, они слагают сложные по строению антиклинальные поднятия, прослеживающиеся за пределы рассматриваемого района.

Протерозойские супракрустальные толщи залегают среди поля гранитоидов в виде сравнительно узкой полосы субмеридионального простираения от оз. Хедозера на юге до оз. Челмозера на севере и незначительного по площади участка северо-западного простираения к югу от д. Кимасозеро в районе оз. Шуаръярви. Аналогичные протерозойские образования прослеживаются также за пределами района на север к оз. Нюкозеру и далее на северо-запад, в район Костомукши, а на юге широко развиты в районе озер Суккозера и Гимольского. В пределах рассматриваемого района они слагают сложноскладчатую Хедозерско-Челмозерскую синклиналичную структуру, Тикшезерскую грабен-синклиналь и клиноподобный грабен участка оз. Шуаръярви. В строении Хедозерско-Челмозерской синклиналичной структуры и грабена Шу-

аръярви участвуют образования нижнего и среднего протерозоя, Тикшезерская грабен-синклиналь выполнена осадочными толщами средне-протерозойского возраста.

Нижнепротерозойский комплекс пород состоит из двух серий — гимольской и большезерской. Супракрустальные толщи гимольской серии, являющиеся образованиями лопского отдела, наиболее широко развиты в пределах Хедозерско-Челмозерской синклинальной структуры, где они смяты в серию сжатых изоклинальных складок субмеридионального простирания и претерпели региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, а участками ультраметаморфизм и гранитизацию. Об-



Фиг. 24. Схема распространения пород Большезерского участка.

1 — габбро-диабазы; 2 — полимиктовые конгломераты; 3 — граниты; 4 — основные эффузивы; 5 — осадочные и осадочно-вулканогенные образования кислого (дацитового) состава; 6 — гранитные конгломераты; 7 — образования гимольской серии; 8 — метаморфизованные гнейсо-гранодиориты архея и другие гранитоидные породы фундамента карелид; 9 — линии тектонических нарушений.

разования большезерской серии, относящиеся к сумию, с угловым несогласием залегают на породах гимольской серии, и в пределах Хедозерско-Челмозерской синклинальной структуры на участке оз. Большезера они слагают сложной конфигурации, неправильно овальной формы Большезерскую синклинальную структуру северо-западного простирания. В пределах этой структуры породы большезерской серии смяты в систему открытых складок, простирание которых меняется от северо-западного (на юго-востоке участка) до северо-восточного (на северо-западе участка), и метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

В пределах грабена Шуаръярви породы гимольской серии также имеют субмеридиональное простирание и углы падения  $80-90^\circ$ , а образования большезерской серии, имея северо-западное простирание, с угловым несогласием залегают на них.

В пределах Большезерского участка, в зависимости от резкого преобладания в составе галечного материала гранитоидов или основных эффузивов, четко различаются две разновидности полимиктовых конгломератов, которые по своему преимущественному территориальному распространению и по участию в геологическом строении участка разобщены. В дальнейшем для краткости полимиктовые конгломераты с высо-

ким содержанием галечно-валунного материала гранитоидов, в составе которых отсутствуют основные эффузивы, будем называть гранитными конгломератами, а конгломераты, содержащие галечный материал основных эффузивов, — полимиктовыми конгломератами.

В пределах Большезерской синклинальной структуры (см. фиг. 24), прослеживающейся с юго-востока на северо-запад, на уровне современного эрозионного среза (8 км при ширине до 5—6 км) гранитные конгломераты слагают юго-западное крыло, формируя здесь полосу протяженностью до 4 км при ширине до 1 км. Полимиктовые конгломераты в форме поля неправильной конфигурации примыкают к северо-восточ-



Фиг. 25. Осадочная гранитная брекчия (в 1 км к юго-западу от оз. Кривого).

ному краю синклинальной структуры, сложенной толщей основных эффузивов, которые на западе смыкаются с полосой гранитных конгломератов. На юг полимиктовые конгломераты распространяются до центральной части Большезерской синклинальной структуры, сложенной осадочно-вулканогенными породами, местами прослеживаются через всю структуру, достигая юго-западного крыла, сложенного гранитными конгломератами, а на юго-востоке — до образований гимольской серии.

В пределах грабена Шуаръярви полимиктовые конгломераты слагают полосу шириной до 1 км, прослеживающуюся на северо-запад до 4,5 км, которая с северо-запада и северо-востока ограничена толщей основных эффузивов, а с юго-запада и юго-востока — гранитоидами, образованиями гимольской серии, осадочно-вулканогенными породами большезерской серии и интрузией метагаббро-диабазов. Среди полосы полимиктовых конгломератов также наблюдаются отдельные выходы осадочно-туфогенных пород большезерской серии и гранитоидов, с которыми непосредственно связаны выходы гранитных конгломератов.

В Тикшезерской грабен-синклинали до настоящего времени выявлены два выхода полимиктовых конгломератов.

Непосредственные взаимоотношения гранитных конгломератов с подстилающими и перекрывающими породами установлены на участке



оз. Большезера и в 20 км к северо-западу от него, на участке оз. Шуаръярви.

На Большезерском участке, к северо-западу, западу и юго-западу от оз. Узкого гранитные конгломераты залегают на архейских гнейсо-гранодиоритах, где в зоне непосредственного контакта они представлены своеобразными базальными осадочными гранитными брекчиями (брекчиевидные конгломераты), напоминающими элювиальную брекчию древних гранитов (фиг. 25). Эти светло-серые породы состоят из обломков подстилающего гнейсо-гранодиорита, которые сцементированы аркозовым материалом. Обломки имеют неправильную угловатую, суб-



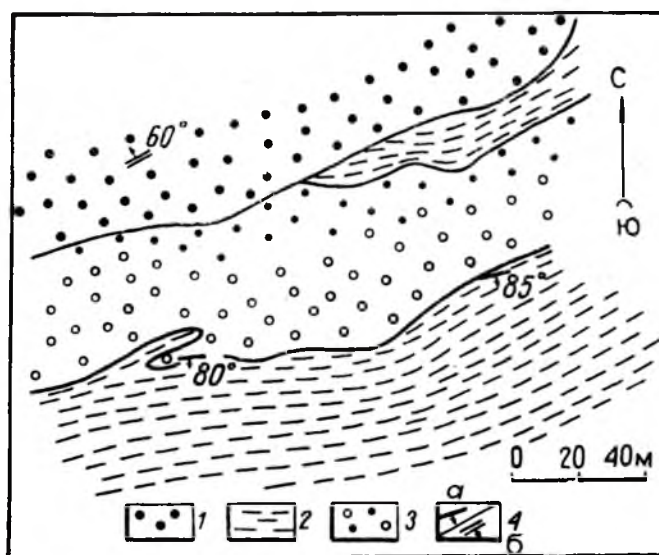
Фиг. 26. Гранитный конгломерат (в 1 км к юго-западу от оз. Кривого).

угловатую, реже округлую форму и размеры до 15–20 см, редко больше, в диаметре. Цемент представлен мелкими обломками гранита и угловатой формы обломочными зернами плагиоклаза, кварца, листочков биотита. Присутствуют мусковит и микроклин, которые являются новообразованиями, возникшими при процессах метаморфизма. Это очень четко устанавливается на участке оз. Шуаръярви, где в относительно тонкозернистом цементе осадочных гранитных брекчий наблюдаются хорошо развитые порфиробласты микроклина. Мощность брекчиевидных конгломератов колеблется от нескольких метров до 20–30 м и, по-видимому, не превышает 40 м.

Осадочные гранитные брекchie выше в разрезе сменяются полимиктовыми гранитными конгломератами. Местами к зоне контакта приурочены песчаники, имеющие состав, аналогичный цементирующему материалу гранитных брекчий. В них участками наблюдается относительно хорошо выраженная, но не выдержанная по простиранию слоистость, обусловленная дифференциацией материала по размеру. Эти песчаники, имеющие варьирующую в пределах от десятков сантиметров до нескольких метров мощность, не выдержаны по простиранию, и гранитные конгломераты в основном залегают непосредственно на гранитных брекчиях.

Гранитные конгломераты как по составу слагающего их галечного и цементирующего материала, так и по текстурным особенностям неод-

нородны. Преимущественно распространены гранитные конгломераты, характеризующиеся резким преобладанием в их составе обломочного материала и беспорядочным, хаотичным его распределением, а также отсутствием признаков слоистости в цементе (фиг. 26). Галька представлена гнейсо-гранодиоритами, слабо окатана и имеет округло-овальную, субугловатую неправильную форму и размеры от 1—2 см до валунов размером 70 см в диаметре. Помимо галек и валунов гнейсо-гранодиорита в конгломерате повсеместно присутствуют гальки биотитового гнейса, биотито-кварцевого и кварцево-биотитового сланца угловатой формы, размеры и количество которых в породе варьируют



Фиг. 27. План обнажения в 500 м к югу от оз. Кривого.  
1 — полимиктовые конгломераты; 2 — полимиктовые песчаники;  
3 — гранитные конгломераты, участками безгалечные; 4 — элементы залегания; (а) — слоистости, (б) — сланцеватости.

в широких пределах. Так, к северо-западу и западу от оз. Узкого в гранитных конгломератах наблюдаются единичные или в количестве, не превышающем 10—20% от общего объема валунного материала, гальки гнейсов и сланцев, размеры их редко превышают 5 см в диаметре. По направлению на юго-восток, к югу от оз. Узкого, по мере приближения к полосе развития пород гимольской серии, количество галек гнейсов и различных сланцев гимольской серии постепенно увеличивается и порой достигает 50% объема галечного материала, также увеличиваются и их размеры (до валунов 15—20 см в диаметре).

Цемент в конгломерате представлен неравномернозернистым клас- тическим материалом, состоящим из мелких обломков гранита, неправильной формы зерен плагиоклаза, кварца, листочков биотита. Участ- камн в составе цемента наблюдаются вторичные карбонат, хлорит, мик- роклин и мусковит.

Среди поля рассмотренных конгломератов встречаются гранитные конгломераты, характеризующиеся хорошей окатанностью валунно- галечного материала. Гальки, валуны имеют округлую, округло-оваль- ную форму и размеры, редко превышающие 30 см в диаметре. В распре-

делении галечного материала в них наблюдается некоторая сортировка, в результате которой участки с плотно упакованной галькой сменяются участками, выклинивающимися прослоями с редкой галькой или сложенными совершенно безгалечным грубозернистым цементным материалом (фиг. 27). В этих конгломератах встречены редкие, хорошо окатанные гальки аплита, кварца до 5 см в поперечнике, а также мелкие обломки светло-серого тонкозернистого альбитофира с бостонитовой структурой, состоящего из беспорядочно расположенных лейст альбита с зубчатыми краями, мелких листочков биотита, иголочек рутила и неправильной формы зерен сфена, а отдельные обломки имеют зональное строение. В основном цемент этих конгломератов и безгалечные участки имеют состав, аналогичный составу цемента ранее рассмотренных конгломератов, и не имеют признаков слоистости, но местами наблюдаются участки, где цемент конгломератов приобретает туфогенный характер и состоит из обломочных зерен плагиоклаза, мелких обломков (до микроскопических) афировых альбитофиров, кварца, биотита и редких крупных порфиробласт бесцветного амфибола и хлорита. Изредка встречаются отдельные зерна граната. Порфиробласты амфибола местами разорваны и залечены биотитом и кварцем. Цемент с примесью туфогенного материала преимущественно мелкозернистый и местами имеет тонкослоистое строение. Конгломераты со слоистым цементом приурочены к контактовой зоне с перекрывающими их породами.

В целом осадочные гранитные брекчии и конгломераты характеризуются изменчивой мощностью по площади распространения вплоть до полного выпадения из разреза, когда сменяющие их выше по разрезу осадочно-вулканогенные образования (восточная часть Большезерского участка) непосредственно залегают на более древних породах гимольской серии. Максимальная общая мощность гранитных брекчий и конгломератов, с учетом складчатого характера залегания, по-видимому, не превышает 200—250 м.

Непосредственные контактовые взаимоотношения гранитных конгломератов с перекрывающими осадочными, осадочно-вулканогенными и эффузивными породами наблюдаются в ряде мест к югу, западу и северо-западу от оз. Узкого. В 1,5 км к северо-западу от оз. Узкого установлено непосредственное залегание слоистых полимиктовых песчаников на гранитных конгломератах. Местами наблюдается постепенный переход конгломератов в песчаники. Цемент гранитного конгломерата приобретает слоистый характер, количество гальки постепенно, на расстоянии 0,5—1 м уменьшается, и гранитные конгломераты сменяются слоистыми полимиктовыми песчаниками. Местами же переход резкий, без какого-либо уменьшения количества галечного материала в подстилающем конгломерате.

Серые слоистые полимиктовые песчаники состоят из плагиоклаза, кварца, биотита и в отдельных слоях содержат редкие зерна граната. Слоистость обусловлена чередованием слоев мощностью до 0,5 м и более, а также мелких прослоев и слоев 0,5—2—3 см (до микрослоистости), характеризующихся различной крупностью зерна и цветом. Меланократовые слои и слойки состоят преимущественно из плагиоклаза и биотита, а в лейкократовых количество биотита уменьшается и несколько увеличивается содержание кварца.

В целом полимиктовые песчаники характеризуются изменчивой мощностью, которая колеблется от 150—200 м до полного выклинивания в разрезе, и тогда перекрывающие их туфобрекчии (Стенарь, 1960, 1966, 1968) непосредственно залегают на гранитных конгломератах.



Туфобрекчии, имеющие резко варьирующую мощность от десятков метров до нуля, выше в разрезе сменяются слоистыми тонкозернистыми туфами, которые участками содержат в своем составе терригенный осадочный материал. Туфы, наиболее широко распространенные среди осадочно-вулканогенных образований района, перекрывают более ранние образования, о чем свидетельствует их залегание не только на гранитных конгломератах, но местами и на осадочной гранитной брекчии. По химизму эти туфобрекчии и туфы относятся к вулканитам кислого (дацитового) состава (Стенарь, 1968). Установленная неполная мощность туфобрекчий и туфов в окрестностях оз. Узкого превышает 350 м.

Приведенный фактический материал показывает, что осадочные гранитные брекчии и гранитные конгломераты на участке оз. Большезера повсеместно, где установлены непосредственные контактовые взаимоотношения, залегают под полимиктовыми песчаниками, туфобрекчиями и туфами, которые представляют собою образования различных уровней единого последовательного разреза осадочно-вулканогенной толщи. Эти конгломераты являются типичными базальными образованиями. Гранитные конгломераты, полимиктовые песчаники, туфобрекчии и туфы смяты в серию складок северо-западного простирания и секутся жилами трондьемита, плагиигранита и пегматита.

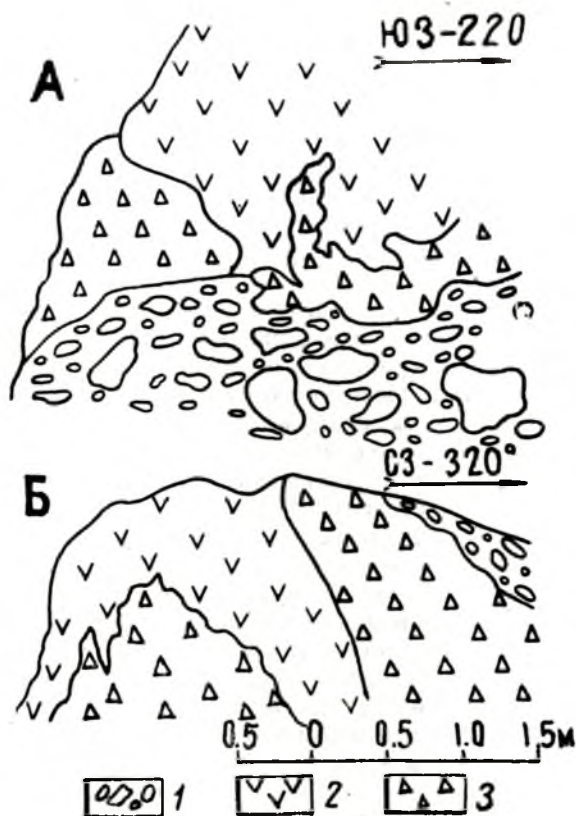
В восточной части Большезерского участка на туфобрекчиях и туфах залегают туфоконгломераты, содержащие обломки туфов, туфобрекчий и других более древних пород гимольской серии и гранитов. Туфоконгломераты переслаиваются с туфопесчаниками, и общая установленная неполная мощность их достигает 200 м.

На рассмотренных осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях, подстилающих их гранитоидах и породах гимольской серии несогласно залегает толща основных эффузивов. Их залегание с угловым несогласием на образованиях гимольской серии как на западе и на востоке Большезерского участка, так и в районе оз. Шуаръярви установлено в ряде обнажений. Непосредственные контактовые взаимоотношения основных эффузивов с гранитными конгломератами и залегающими выше их осадочными и осадочно-вулканогенными породами наблюдаются к западу от Кривого озера и к юго-востоку от Большезера.

В 500 м к западу от Кривого озера, среди полосы основных эффузивов, обнажаются осадочные гранитные брекчии, на которых залегают, как бы обтекая неровности подстилающего рельефа, метадиабазовые брекчии, состоящие из темных плотных мелкозернистых обломков диабазы, диабазового мандельштейна, цементируемых несколько более светлым диабазом с меньшим содержанием амфибола. В зоне непосредственного соприкосновения пород гранитные брекчии амфиболизованы местами на глубину до 20 см, а вокруг плагиоклазовых зерен цемента появляется кайма из кварца. По направлению к основным эффузивам наблюдается погружение гранитной брекчии под диабазовую, из-под которой выступают лишь небольшие по площади (около 0,5 кв. м) изолированные участки гранитной брекчии, а затем через перерыв 0,5 м обнажаются диабазовые порфириты.

Несколько севернее основные вулканиты контактируют с полимиктовыми песчаниками, где также их воздействие проявляется в амфиболизации, но зона амфиболизации имеет неровные контуры, что обусловлено неоднородностью исходного материала в различных прослоях песчаников, с которыми соприкасаются основные вулканиты, благодаря несогласному простиранию контакта по отношению к простиранию слоистости в подстилающей породе.

В 300 м к западу от Кривого озера наблюдается залегание вулканитов основного состава на метатуфобрекциях (фиг. 28). Аналогичные взаимоотношения их установлены также в 500 м к югу от юго-восточного конца оз. Большезера, а в 1,5 км южнее основные эффузивы контактируют с туфобрекциями. Мощность сохранившейся части основных эффузивов в пределах обнаженных участков не превышает 250—300 м.

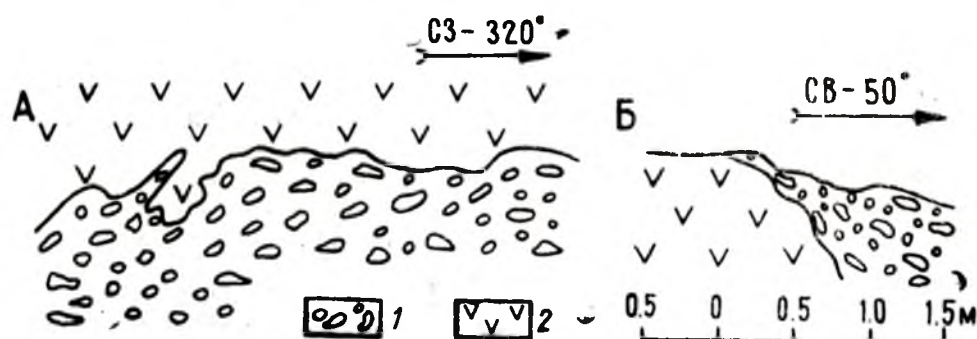


Фиг. 28. Взаимоотношения основных эффузивов, метатуфобрекций и полимиктовых конгломератов (в 300 м к западу от оз. Кривого).

А — план; Б — зарисовка северо-восточной стенки (разрез).  
1 — полимиктовые конгломераты; 2 — основные эффузивы;  
3 — метатуфобрекции.

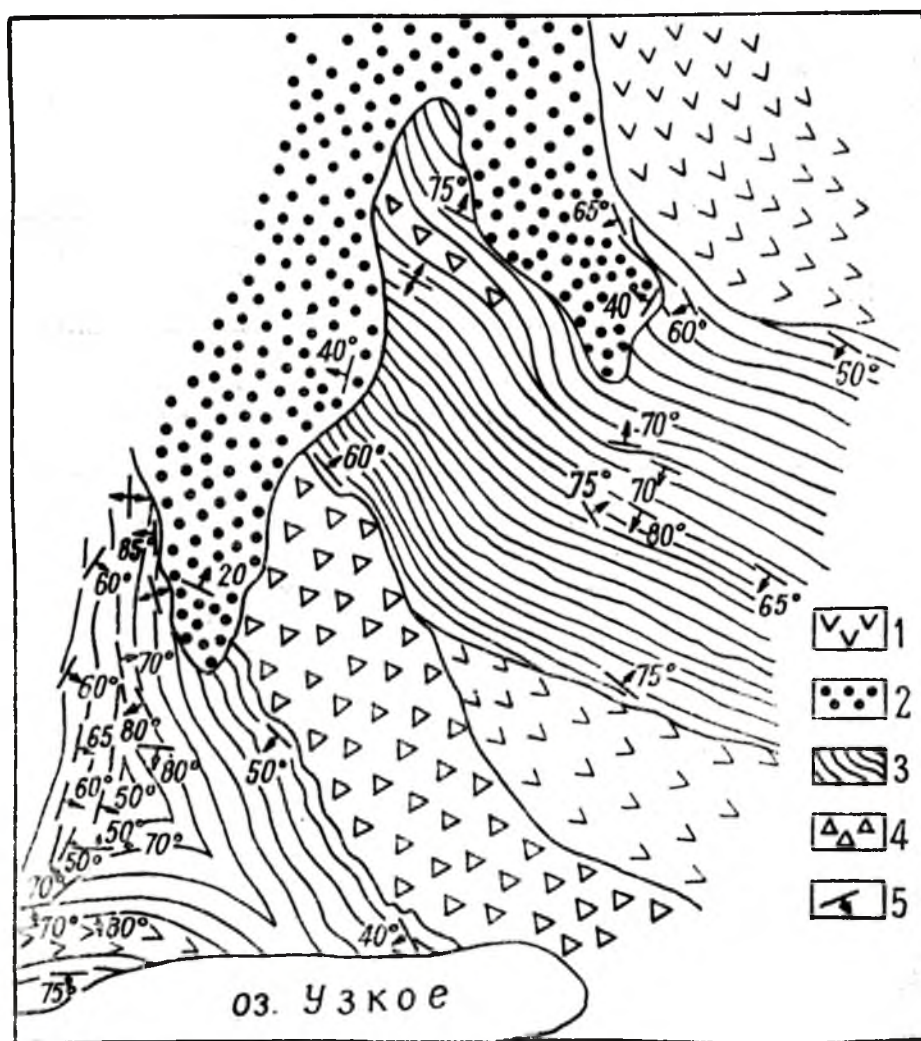
Указанные контактовые взаимоотношения вулканитов основного состава свидетельствуют о более позднем формировании толщи основных эффузивов. Залегание вулканитов основного состава с угловым несогласием на породах гимольской серии, на смятых в складки гранитных конгломератах и осадочно-вулканогенных образованиях кислого состава<sup>1</sup> свидетельствует о перерыве между ними. Указанный перерыв, кроме того, фиксируется наличием туфоконгломератов, которые подстилают основные эффузивы и сформировались в результате размыва и переротложения смятых в складки осадочных и осадочно-вулканогенных

<sup>1</sup> Вопрос о взаимоотношениях между эффузивами и толщей конгломератов имеет важное значение и нуждается в дополнительной фактической аргументации для его однозначного решения. (Прим. ред.)



Фиг. 29. Контакт полимиктовых конгломератов с основными эффузивами (в 400 м к западу от оз. Кривого).

А — план; Б — разрез. 1 — полимиктовые конгломераты; 2 — основные эффузивы.



Фиг. 30. План геологического строения участка к северу от оз. Узкого.

1 — габбро-диабазы; 2 — полимиктовые конгломераты; 3 — слоистые туфы; 4 — туфобрекчия; 5 — элементы залегания слоистости.



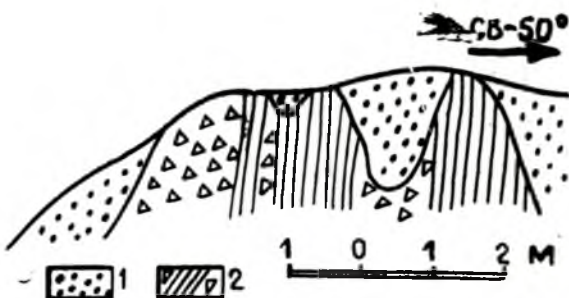
образований кислого состава, а также, частично, пород гимольской серии и гранитоидов фундамента.

Толща основных эффузивов дугообразно изогнута, в результате чего в подстилающих ее образованиях сформировалась серия складчатых структур северо-восточного простирания, которые четко фиксируются в слоистых породах осадочно-вулканогенной толщи. Крайне плохая обнаженность толщи основных эффузивов не позволила в достаточной мере

проследить ее внутреннее строение и соответственно установить морфологию при-  
сущих ей складчатых структур.

В районе Большезера-Кимасозера не установлены непосредственные взаимоотношения основных эффузивов с гранитами, но в соседних районах Гимолы и Костомукши аналогичные толщи основных эффузивов секутся гранитами.

Полимиктовые конгломераты в пределах района Большезера — Кимасозера повсеместно залегают с угловым несогласием на основ-



Фиг. 31. Взаимоотношения полимиктовых конгломератов с осадочно-вулканогенными образованиями (разрез в 500 м к югу от юго-восточной оконечности оз. Большезера).

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — туфобрекчия с прослоями грубозернистого туфа.

ных эффузивах, подстилающих их осадочных и осадочно-вулканогенных образованиях и гранитоидах. Наиболее широко полимиктовые конгломераты развиты на участке оз. Большезера (см. фиг. 24). Здесь в 300 м (см. фиг. 28) и в 400 м к западу от оз. Кривого (фиг. 29) наблюдается непосредственное залегание полимиктовых конгломератов на основных эффузивах. В 1,5 км к северо-западу от оз. Узкого установлено несогласное залегание полимиктовых конгломератов на полимиктовых песчаниках и гранитных конгломератах. О взаимоотношениях полимиктовых конгломератов со слоистыми туфами и туфобрекчиями дают четкие представления план (фиг. 30) и непосредственные их взаимоотношения в обнажении в 500 м к югу от оз. Большезера (фиг. 31). Несогласное залегание полимиктовых конгломератов на слоистых туфах также установлено на участке оз. Шуаръярви. В пределах Тикшезерской грабен-синклинали полимиктовые конгломераты приурочены к контакту гранитоидов с перекрывающими их толщами кварцито-песчаников и кварцитов ятулия.

Полимиктовые конгломераты по сложению неоднородны. Наиболее распространены среди них конгломераты, в которых количество галечно-го материала преобладает над цементом, составляя 60—70% объема породы. Цементом служит кластический материал, состоящий из мелких обломков основных эффузивов и кислых вулканитов, зерен полевого шпата, кварца, амфибола, листочков биотита и хлорита. Хорошо окатанный галечный материал имеет обычно небольшие размеры — от 1 — 2 до 10 см, но местами наблюдаются участки с более крупной галькой, а крупные валуны размером до 50 см относительно редки. Среди преобладающих конгломератов с хаотическим распределением галечного материала встречаются такие, в которых наблюдается некоторая сортированность галечного материала по размерам, а в отдельных случаях прослойки песчаников с единичной галькой. По составу галька весьма

разнообразна, но в главной своей массе она представлена основными эффузивами, туфами, туфопесчаниками, гранитами, биотито-кварцевыми и прочими сланцами.

К юго-западу от оз. Кривого в 700 м среди галечного материала полимиктового конгломерата была обнаружена глыба размером 1,2 м × 1 м гранитной брекчии, аналогичной осадочной гранитной брекчии, наблюдаемой в основании гранитных конгломератов. Полная мощность полимиктовых конгломератов, ввиду отсутствия на площадях их преимущественного распространения на участках оз. Большезера и оз. Шуарьярви выше залегающих пород, не установлена. Мощность видимой части разреза не менее 100—150 м.

Контактные взаимоотношения полимиктовых конгломератов с основными эффузивами и осадочными и осадочно-вулканогенными породами кислого состава свидетельствуют о несогласном, более высоком их залегании в разрезе, на что указывает также наличие в составе галечного материала основных эффузивов, туфов, гранитной брекчии и других более древних подстилающих пород.

В полимиктовых конгломератах не установлены складчатые структуры, а наблюдается лишь четко выраженная сланцеватость северо-западного простирания, согласно с которой ориентирован галечный материал; но в местах, где установлена слоистость в конгломератах, сланцеватость сечет ее как по простиранию, так и по падению. В целом сланцеватость в полимиктовых конгломератах аналогична сланцеватости в ятулийских образованиях Тикшезерской грабен-синклинали. Единственными магматическими образованиями, секущими полимиктовые конгломераты, являются метагаббро-диабазы, интродуцирующие также в толщу ятулийских образований Тикшезерской грабен-синклинали.

Таким образом, фактический материал вполне определенно свидетельствует о том, что в районе Большезера — Кимасозера имеются гранитные конгломераты, залегающие с угловым несогласием на образованиях гимольской серии и прорывающих их гранитоидах.

По геологическому положению гранитные конгломераты залегают в основании осадочно-вулканогенной толщи, они представляют собой базальные образования с резко варьирующими мощностями, обусловленными их накоплением в депрессиях расчлененного фундамента, и фиксируют начало нового этапа осадконакопления после значительного перерыва, связанного с проявлениями ранних нижнепротерозойских фаз ребольской складчатости.

Широко развитые в районе полимиктовые конгломераты отделены от гранитных конгломератов периодом накопления осадочно-вулканогенной толщи и толщи основных эффузивов и перерывами в осадконакоплении, связанными с проявлениями тектонических движений.

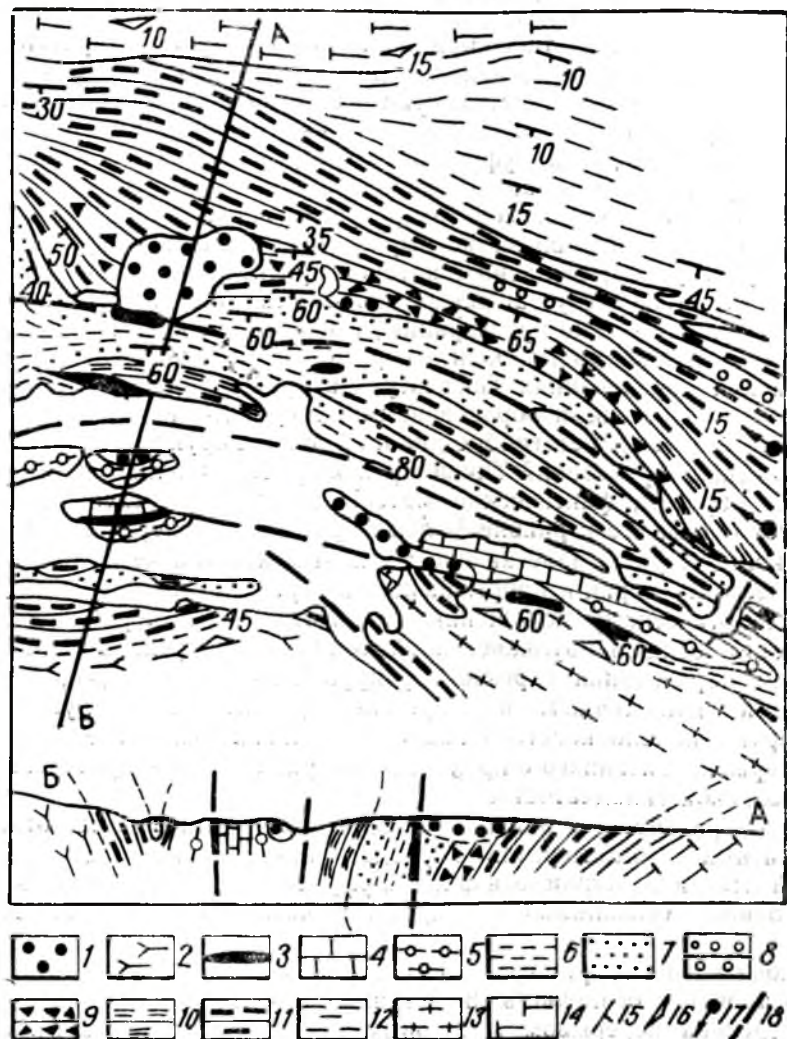
Следовательно, в районе Большезера — Кимасозера четко выделяется серия осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных пород, которая отделена перерывом и угловым несогласием от подстилающих раннепротерозойских образований гимольской серии и перекрывающих среднепротерозойских комплексов. Автором данная серия пород названа большезерской.

В региональной стратиграфической схеме большезерская серия пород соответствует сумию, ибо залегает выше образований лопского отдела и предшествует комплексам пород среднего протерозоя. По составу слагающих пород большезерская серия имеет несомненное сходство с формациями орогенного этапа развития геосинклиналей.

## РАЙОН ОЗ. КУКАСОЗЕРА

Полимиктовые конгломераты, развитые на северном берегу оз. Кукасозера, на островах, мысе Хирвинаволок и к западу от него (фиг. 32), впервые описаны в 1934 г. В. Н. Нумеровой и Ю. С. Неуструевым. По их мнению, эти конгломераты разделяют протерозойские образования района на две разновозрастные единицы.

Сотрудники Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР (Московченко, 1969; Турченко, 1970) определили конгломераты как внутрiformационные.



Фиг. 32. Схема геологического строения центральной части района оз. Кукасозера.

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — плагио-микроклиновые граниты и их мигматиты; 3 — ортоамфиболиты; 4 — карбонатные породы и переслаивающиеся с ними сланцы; 5 — параамфиболиты; 6 — слюдистые кварциты, биотито-кварцевые сланцы; 7 — кварциты и кварцево-серицитовые сланцы; 8 — мандельштейны; 9 — туфобрекчии; 10 — слоистые амфиболовые и другие сланцы (туфы?); 11 — неслоистые и нерасчлененные амфиболовые и другие сланцы; 12 — биотитовые и другие гнейсы (архейские); 13 — гнейсо-граниты; 14 — биотитовые и другие гнейсы (архейские); 15 — слоистость; 16 — гнейсовидность; 17 — погружение осей мелких складок и линейных элементов; 18 — зоны разломов.



Тематические исследования автора под руководством К. О. Кратца привели к мнению о более молодом возрасте конгломератовой толщи, несогласно перекрывающей образования более древней кукасозерской и хирвинаволоксской свит (Демидов, 1960; Кратц, 1963). При этом кукасозерская свита была разделена на две толщи — нижнюю вулканогенную и верхнюю кварцитовую.

### Вулканогенная толща

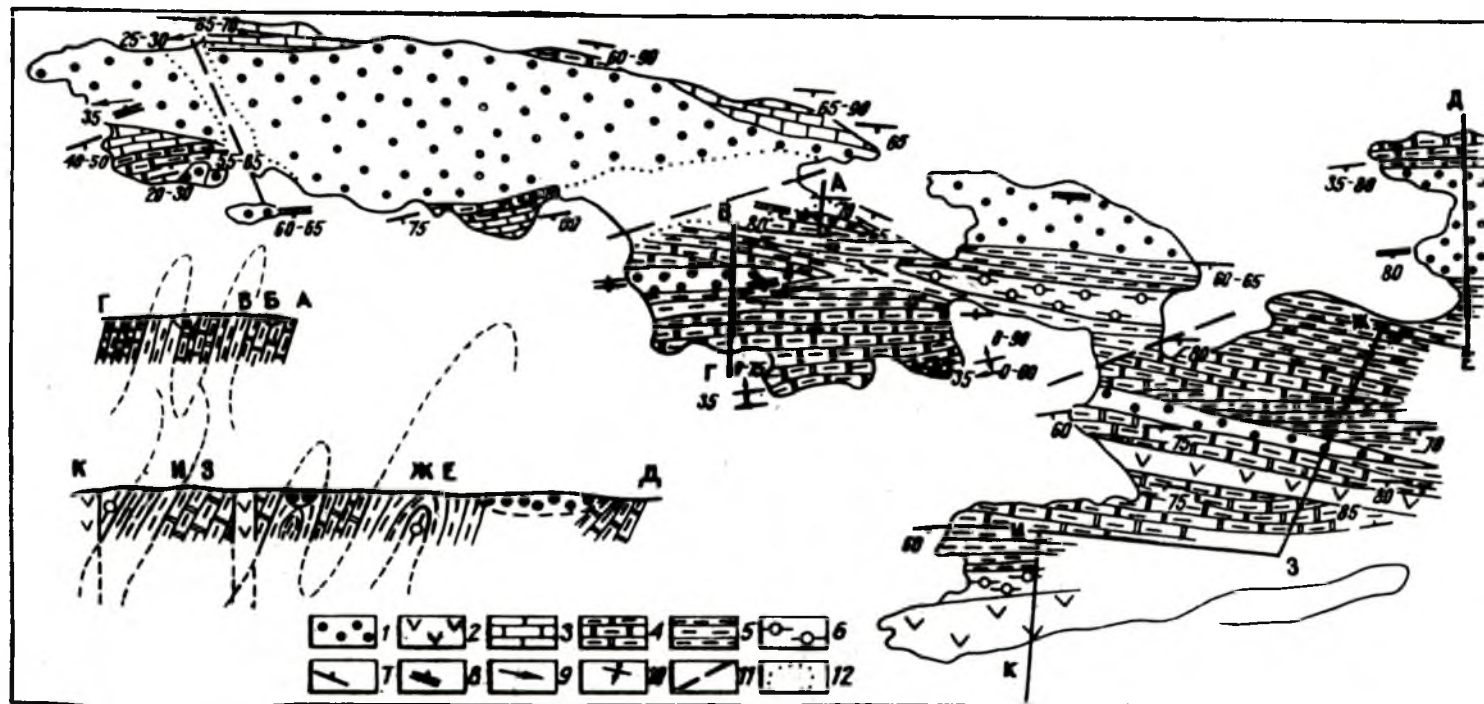
1. Мелкозернистый темно-серый порфиробластический гранато-биотитовый сланец. Мощность 5 м.
2. Мелкозернистый биотито-амфиболовый сланец. Мощность 40 м.
3. Мелкозернистый гранато-биотито-амфиболовый сланец. Мощность 25 м.
4. Мелкозернистый амфиболовый сланец. Мощность 30 м.
5. Мелкозернистый гранато-биотито-амфиболовый сланец. Мощность 160 м.
6. Мелкозернистый амфиболовый сланец. Мощность 30 м.
7. Мелкозернистый гранато-биотито-амфиболовый сланец. Мощность 110 м.
8. Мелкозернистый биотито-амфиболовый сланец. Мощность 130 м.
9. Мелкозернистый слоистый биотитовый сланец. Мощность 60 м.
10. Мелкозернистый биотито-амфиболовый сланец. Мощность 155 м.
11. Метаморфизованная туфобрекчия. Мощность 135 м.
12. Метаморфизованная туфобрекчия, содержащая гранат. Мощность 135 м.
13. Метаморфизованная туфобрекчия. Мощность 235 м.
14. Среднезернистый слоистый биотито-амфиболовый сланец. Мощность 50 м.
15. Метаморфизованная туфобрекчия. Мощность 60 м.
16. Средне- и крупнозернистый амфиболовый сланец. Мощность 30 м.
17. Переслаивающиеся крупнокристаллические светло-серые мраморы и среднезернистые темно-серые карбонато-биотито-амфиболовые сланцы. Мощность 20 м.

Породы толщи по простиранию сильно меняются. Часто наблюдаются переходы эффузивных образований в неслоистые амфиболовые, биотито-амфиболовые и другие сланцы.

Мощность толщи достигает 1600 м.

### Кварцитовая толща

1. Среднезернистый светло-серый полевошпатовый слоистый кварцит. Мощность 60 м.
2. Мелкозернистый светло-розовато-серый нечетко слоистый полевошпатовый кварцит с небольшим содержанием кальцита в цементе. Мощность 120 м.
3. Среднезернистый светло-серый с розоватым оттенком нечетко слоистый полевошпатовый кварцит. Мощность 30 м.
4. Мелкозернистый темно-серый эпидото-биотитовый сланец. Мощность 30 м.
5. Среднезернистый розовато-серый полевошпатовый нечетко слоистый кварцит. Мощность 20 м.
6. Мелкозернистый темно-серый биотито-амфиболовый сланец. Мощность 20 м.



Фиг. 33. Схема геологического строения северо-западной части мыса Хирвинаволока оз. Кукасозера.

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — ортоамфиболиты; 3 — пачка мраморов; 4 — пачка переслаивания мраморов с различными парасланцами и амфиболитами; 5 — пачка переслаивания парасланцев и параамфиболитов; 6 — пачка параамфиболитов; 7 — слоистость; 8 — сланцеватость; 9 — погружение линейных элементов; 10 — погружение осей мелких складок и падение их крыльев; 11 — зоны сбросов; 12 — контуры глубоких ложбин.

7. Мелкозернистый светло-серый нечетко слоистый полевошпатовый кварцит. Мощность 50 м.

8. Мелкозернистый темно-серый биотитовый сланец. Мощность 20 м.

9. Мелкозернистый светло-серый нечетко слоистый полевошпатовый кварцит. Мощность 30 м.

10. Мелкозернистый темно-серый слюдистый кварц. Мощность не менее 60 м.

В кровле толщи на северном берегу оз. Кукаозера слойки мелкозернистых серых полевошпатовых кварцитов мощностью 1—5 см переслаиваются с прослоями карбонатов (2—3 см) и кварцсодержащих доломитов.

Максимальная мощность толщи до 450 м.

Залегающие выше образования хирвинаволоксской свиты расчленены на пять пачек (снизу вверх):

1. Пачка параамфиболитов сложена мономинеральными, полевошпатовыми, кварцевыми, гранато-кварцево-полевошпатовыми и антофиллитовыми амфиболитами. Мощность 200—250 м.

2. Пачка переслаивания амфиболитов и сланцев представлена вышеупомянутыми амфиболитами, амфиболовыми, гранато-биотито-амфиболовыми, кварцево-биотитовыми, слюдяными сланцами, изредка кварцитами и слюдистыми кварцитами. Мощность 100—150 м.

3. Пачка переслаивания мраморов, амфиболитов и сланцев. Характеризуется появлением кристаллических известняков и доломитов, тонкоритмично переслаивающихся с породами пачки 1 и 2. Мощность 50—200 м.

4. Пачка мраморов сложена кристаллическими доломитами, частью известняками с единичными маломощными прослоями сланцев и амфиболитов. Мощность 50—100 м.

5. Пачка графитсодержащих пород венчает разрез хирвинаволоксской свиты. Видимая мощность пачки около 10 м.

Полимиктовые конгломераты представляют собой в различной степени рассланцованные породы темно-зеленого цвета, содержащие округлые или субугловатые валуны и гальки. Наряду с такой формой фрагментов местами наблюдаются веретенообразные «гальки» длиной до 50 см при диаметре поперечного сечения меньше 10 см. В составе валунно-галечного материала преобладают плагиоклазовые гнейсо-граниты. Реже встречаются гальки кварцита и слюдистого кварцита, амфиболита и диабазовых порфиринов. Цемент конгломерата мелкозернистый, состоит из плагиоклаза, кварца, роговой обманки и биотита с примесью хлорита, серицита, кальцита, эпидота и магнетита.

На мысе Хирвинаволоок полимиктовые конгломераты располагаются в плане в виде полос (фиг. 33), сужающихся в восточном направлении. В пределах полос конгломераты слагают узкие синклинали широтного простирания, имеющие в большинстве случаев самостоятельный и отличный от подстилающих толщ структурный план. В различных участках мыса наблюдались многочисленные сближенные выходы и непосредственные контакты конгломератов с породами второй, третьей и четвертой пачек хирвинаволоксской свиты. Во всех случаях отмечен резкий контакт между ними и существенное обогащение конгломератов материалом контактирующих с ним пород.

На северном берегу оз. Кукаозера наиболее крупный участок развития конгломератов неправильной формы расположен в зоне контакта вулканогенной и кварцитово-толщ. Аналогичные конгломераты в этой зоне в отдельных обнажениях наблюдались на протяжении од-



ного километра в 1—1,5 км восточнее. Непосредственные контакты здесь не наблюдались. Мощность полимиктовых конгломератов района оз. Кукасозера не установлена.

Таким образом, полимиктовые конгломераты рассматриваемого района залегают на разновозрастных породах как хирвинаволоксской, так и кукасозерской свит. При этом местами (мыс Хирвинаволока) наблюдается, как в замыкающей части воздымающихся к востоку складчатых структур в отложениях хирвинаволоксской свиты конгломераты беспрерывно налегают на разновозрастные пачки пород последней. Все это свидетельствует об угловом несогласии, отделяющем полимиктовые конгломераты от подстилающих их пород.

В противоположность представлению Ю. С. Неуструева (1937), разделившего конгломераты северного берега оз. Кукасозера и мыса Хирвинаволока на разновозрастные образования, и Н. И. Московченко (1969), считавшей конгломераты внутриформационными образованиями, по нашим данным, все конгломераты района являются совершенно идентичными как по структуре и составу, так и по их геологическому положению.

Налегание полимиктовых конгломератов на различные по составу и возрасту подстилающие образования кукасозерской и хирвинаволоксской свит, а также на различные тектонические структуры говорит об их трансгрессивном залегании на размытой поверхности ранее складчатых пород района оз. Кукасозера.

Положение толщи полимиктовых конгломератов, залегающей с угловым несогласием на нижнепротерозойском комплексе района оз. Кукасозера, аналогично положению сариольских конгломератов в центральной и южной Карелии. В соответствии с этим, а также принимая во внимание участие их в последующих тектонических движениях, рассматриваемые конгломераты района оз. Кукасозера следует отнести к наиболее ранним образованиям среднего протерозоя.

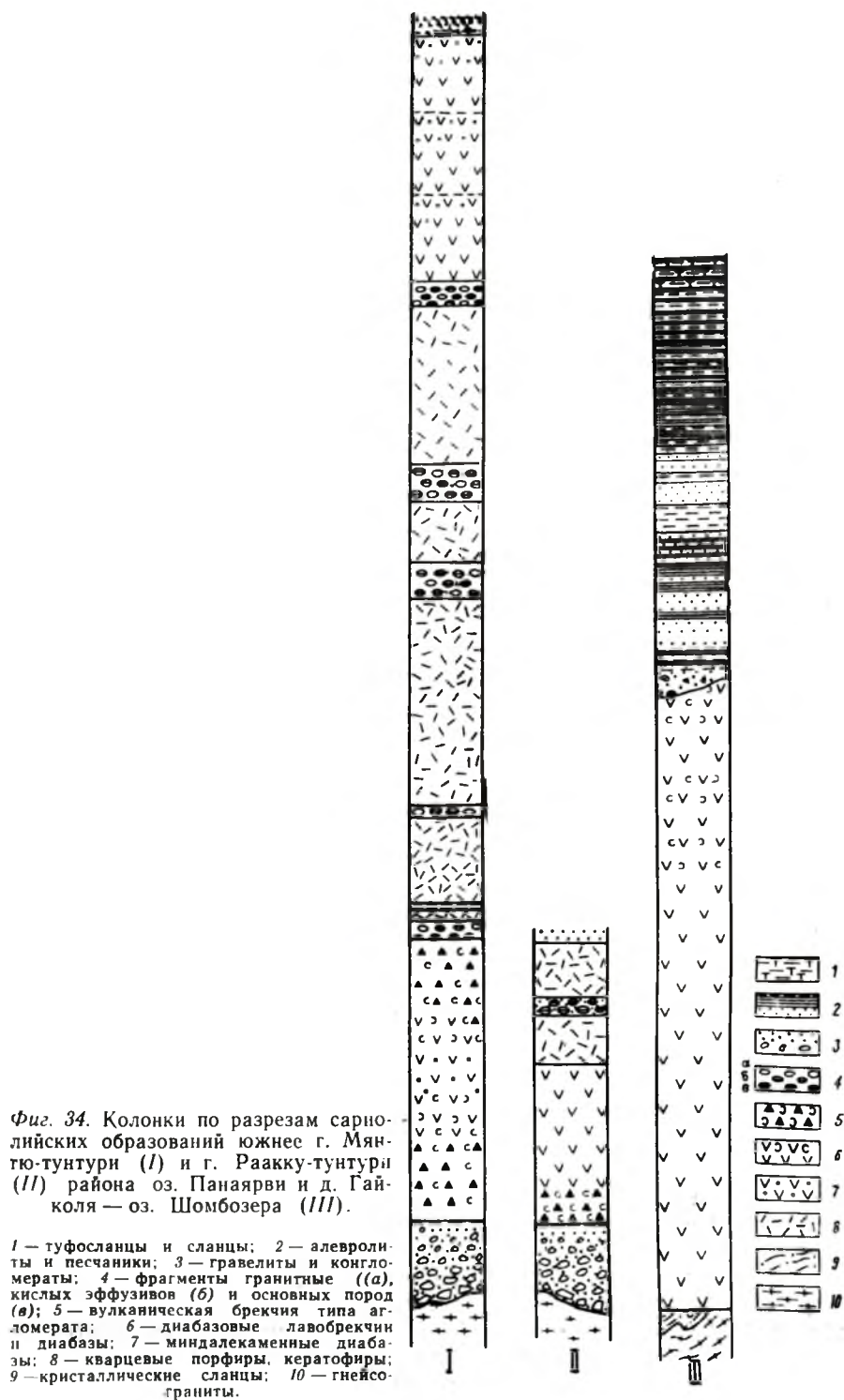
#### РАЙОН ПОС. ГАЙКОЛЯ — Р. КЕПА

К северо-востоку от района оз. Большезера на разрозненных участках обширной площади восточнее озер Нижнее и Среднее Куйто (участок оз. Ожиярви и др.), по данным Т. И. Амозовой, А. А. Никольского и других (1968), довольно широко развиты вулканогенно-осадочные, конгломератовые и эффузивные породы, которые могут быть отнесены к описываемому комплексу. Не имея дополнительных материалов, мы воспроизводим здесь последовательность залегания пород по детальным описаниям Т. И. Амозовой и ее соавторов с внесением некоторых изменений в их стратиграфическую схему. Эти изменения касаются следующих положений:

А. Из состава тунгудско-надвоицкой серии нами выделены кварцито-песчаники с кварцевыми конгломератами, которые относятся к ятулю. Их залегание ниже основных эффузивов, как трактуют авторы материалов, объясняется, вероятнее всего, ошибочным отнесением к данной серии эффузивов летнеозерской свиты в отдельных обнажениях.

Б. Образования первой подсвиты летнеозерской свиты, отделенные от вышележащих образований древней корой химического выветривания, исключены из состава ятулийских толщ.

В. На основе сходства состава пород, структурных и текстурных особенностей, степени метаморфизма и других признаков, образования, выделенные в кровле первой подсвиты летнеозерской свиты и в соста-



ве первой и второй пачек нижнего горизонта гайкольской свиты, признаны тождественными членами единой стратиграфической единицы. Подтверждением этого служит и согласное залегание названных пород на основных эффузивах тунгудско-надвоицкой серии и их единый структурный план с последними.

С учетом отмеченных изменений и на основе анализа фактического материала, с большой детальностью и полнотой задокументированного Т. И. Амозовой, А. А. Никольским и другими исследователями, нам представляется, что тунгудско-надвоицкие вулканиды несогласно залегают на более древних сланцевых и гранито-гнейсовых толщах (фиг. 34, III), а выше согласно сменяются фациально невыдержанной толщей полимиктовых песчаников, алевролитов и туфосланцев с линзами полимиктовых конгломератов в основании. На всех указанных образованиях с угловым несогласием, размывом и корой выветривания в основании залегают песчаники, алевролиты, кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты (местами в подошве — полимиктовые) и кварциты ятулия. При этом сумийско-сариолийские (включая тунгудско-надвоицкие эффузивы) образования отчетливо разделяются на эффузивную и песчано-сланцевую (аналог конгломератовой) толщи.

### **Вулканогенная толща**

В составе толщи отмечаются различные вулканогенные породы. Наиболее распространены диабазы — массивные или рассланцованные, с биотитом, магнетитом, пиритом и халькопиритом. Часто встречаются диабазовые порфиры, среди которых отмечены разности, содержащие таблитчатые вкрапленники плагиоклаза. В разрезе периодически появляются миндалекаменные диабазы с миндалинами, заполненными кварцем, полевым шпатом, хлоритом и биотитом. Наблюдались шаровые текстуры, образованные овальными диабазовыми шарами размером до 0,4 м. В верхней части разреза широко развиты вулканические брекчии типа лавобрекчий и агломераты с серым окремненным цементом и каемками по периметру фрагментов. Местами породы толщи сильно метаморфизованы до зеленых сланцев и амфиболитов, в том числе порфиробластических. Мощность оценивается в 500—750 м.

### **Песчано-сланцевая толща**

#### **1. Полимиктовые конгломераты. Мощность 5 м.**

Они залегают местами в основании толщи на поверхности нижележащих диабазов и брекчий (см. фиг. 34, III).

Гальки плагиогранита, кварцевого порфира, основных пород размером до 15—20 см, кварца, кварцитовидной и кремнистой породы в подошве плохо окатаны, выше приобретают окатанную округлую форму. Цемент полимиктового состава, серый до черного, мелкообломочный. Наблюдаются грубая (0,4—2,5 м) слоистость и песчаные прослои.

#### **2. Полимиктовые песчаники. Мощность 20 м.**

Содержат большое количество щебенчатого (гравий) материала и обломки диабазов и кварцевых порфиров. Среди мелкообломочного материала встречаются кварц, плагиоклаз, обломки метадиабазы, которые цементируются слюдисто-хлоритовой массой. Отмечается неясная ритмичная слоистость.

**3. Полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями сланцев. Мощность 20 м.**



Иногда залегают на полимиктовых конгломератах или непосредственно на метадиабазах. В составе пород отмечены кварц, полевой шпат, эпидот, серицит, хлорит, иногда турмалин. Широко развита тонкая (около 1 см и менее) ритмичная слоистость и воднооползневые текстуры.

4. Переслаивание мелкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников, биотито-кварцево-хлоритовых сланцев и слюдистых алевролитов. Мощность 61 м.

Ниже этого интервала располагаются грубозернистые аркозовые песчаники мощностью 9 м, несколько уменьшающие 50-метровый дефицит мощности, отмечаемый в перерыве между метадиабазами и данным интервалом, который, по нашему мнению, частично повторяет интервал (3). Грубая ритмичная слоистость. Мощность крупных ритмов составляет 4—10 м.

5. То же, в тонком (2—30 см) переслаивании. Мощность 27 м. Границы слоев нечеткие.

6. Тонкослоистые кварцево-биотито-хлоритовые сланцы. Мощность 22 м. По простиранию сланцы замещаются мелкозернистым серицито-кварцевым песчаником с прослоями сланцев. Кровля интервала — слой слюдистого алевролита мощностью 1,5—3 м.

7. Однородный плотный мелкозернистый серицито-полевошпато-кварцевый песчаник. Мощность 17—19 м.

8. Нечеткослоистый биотито-кварцево-хлоритовый сланец. Мощность 8 м.

9. Переслаивание тонкозернистых песчаников, слюдистых алевролитов и кварцево-серицито-хлоритовых сланцев. Мощность 36 м.

Мощность ритмов 2,5—9 м.

10. Тонкое переслаивание мелкозернистых песчаников, алевролитов и сланцев. Мощность 120—150 м.

Преобладают темные зеленовато-серые алевролиты. Ритмы мощностью от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров сложены алевролитом и сланцем, иногда с песчаным материалом в подошве. Границы ритмов четкие. В кровле отмечены ритмично-слоистые туфосланцы.

Общая мощность пород толщи достигает 280—300 м. Характерны незначительная роль грубообломочных образований и преобладание песчаных и алевролитовых разностей.

### РАЙОН ОЗ. ПАНАЯРВИ

Конгломератовые отложения и пространственно связанные с ними эффузивные образования основного и кислого составов широко распространены в окрестностях оз. Панаярви. Их стратиграфическое положение и особенности строения изучались многими геологами (Hackman, Wikman, 1929; Кратц, Рийконен, 1950, 1953; Поротова, 1950; Яковлева, Зак, 1952; Шмыгалева, 1958; Богданов, Воинов, 1964), однако продолжают оставаться неясными до сих пор.

Наиболее изучена в геологическом отношении территория северного берега оз. Панаярви. Здесь, преимущественно по литературным данным (Кратц, 1963; Богданов, Воинов, 1964), устанавливается такая последовательность пород снизу вверх (см. фиг. 34, I, II):

1. На неровной размытой поверхности гнейсо-гранитов залегает глыбовый элювий, переходящий выше в конгломерат. Угловатые глыбы и угловато окатанные фрагменты конгломерата сложены гнейсами, гра-

нито-гнейсами, гранитами и лишь в единичных случаях — амфиболитом и кварцевым порфиром (в кровле). В кровле породы сменяются маломощным аркозовым сланцем со скоплениями галечного материала. Указанные образования слагают линзовидно выклинивающиеся тела на контакте гнейсо-гранитов и более молодых образований. Длина линз 100—200 м, мощность до 30—150 м.

В толще конгломератов местами наблюдается слоистость, заметная по смене крупности обломочного материала.

2. Вулканические брекчии типа агломератов и лавобрекчий, местами переходящие в метадиабазы и мандельштейны, рассланцованные и метаморфизованные. Брекчии содержат обломки темного серовато-зеленого мелкозернистого метапорфирита, метамандельштейна, редко полосчатых основных пород. Цемент темный зеленовато-серый, местами диабазовый с вкрапленностью пирита. Мощность 120—250 м.

3. Переслаивание полимиктовых конгломератов и кварцевых порфиров и альбитофиров.

Полимиктовые конгломераты, содержащие гальки гнейсо-гранитов, кварцевых порфиров и альбитофиров, метадиабазов в различных соотношениях, слагают линзовидно выклинивающиеся тела 0,1—3,5 км длиной и 50—200 м мощностью. Линзы конгломератов чередуются с линзовидно выклинивающимися телами кварцевых порфиров и кератофиров мощностью до 180 м как эффузивного, так и интрузивного происхождения.

Мощность толщи переслаивания достигает 500 м в отдельных пунктах северного берега оз. Панаярви. Некоторые данные указывают на возможность ее резкого выклинивания или замещения по простиранию отмеченными ниже вулканическими брекчиями и диабазами.

4. Темно-серый с зеленоватым оттенком интенсивно рассланцованный диабаз с участками миндалекаменных разностей. Мощность 165—180 м.

5. Серицитовые кварциты, средне- и мелкозернистые, толстоплитчатые, ятулийского возраста.

Верхняя часть описанной толщи прорвана несколькими интрузиями альбитовых габбро-диабазов с участками альбититов.

Район оз. Панаярви имеет исключительно сложное геологическое строение. Можно предполагать, что здесь имеются сариолийские образования иного фациального облика, чем отмеченные выше. Дальнейшее их изучение весьма важно для понимания геологической истории не только этого района, но и всего Балтийского щита в целом.

## ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ САРИОЛИЯ — СУМИЯ

Приведенные выше характеристики разрезов конгломератовых, а в отдельных районах и вулканогенных толщ, хотя и показывают значительную неравномерность в степени изученности этих образований в разных районах, но все-таки позволяют отметить некоторые интересные особенности их геологического строения. Во всех районах, где описаны более или менее полные разрезы, намечается тесная ассоциация генетически разнородных типично осадочных и типично вулканогенных образований. Те и другие характеризуются чрезвычайно большим разнообразием петрографических типов пород, различающихся также по совокупности структурных и текстурных признаков. Как осадочные (в основном конгломераты), так и вулканогенные (основные эффузивы,

пирокласты) породы в большинстве районов залегают согласно друг с другом, переслаиваются или фашиально замещаются в разрезах. И хотя в районе Большезера М. М. Стенарем отмечены угловые несогласия внутри толщ, из существа фактического материала вытекает важный геологический вывод о том, что конгломератовые толщи разного состава, известные под названием сариолийских, образуют вместе с вулканогенными толщами, выделяемыми под названием сумийских, единый осадочно-вулканогенный или вулканогенно-осадочный комплекс.

За этим комплексом, по времени его образования, мы сохраняем название сумийско-сариолийского, используя термин «комплекс» как термин свободного пользования.

Таким образом, решение задачи об установлении объема сариолийского отдела и тунгудско-надвоицкой серии, поставленной на конференции в Ленинграде (1967 г.), привело нас к необходимости, разбирая проблему сариолия, пересмотреть рекомендованную схему стратотипических подразделений докембрия. Выявилась необходимость объединить в одном стратиграфическом подразделении образования, относимые ранее к сумскому отделу нижнего протерозоя и сариолийскому отделу среднего протерозоя. В связи с таким выводом вопрос о границе нижнего и среднего протерозоя может решаться двояко: эта граница проходит ниже или выше выделяемого комплекса. В заключительном разделе работы данный вопрос будет рассматриваться подробнее.

#### ТИПИЗАЦИЯ РАЗРЕЗОВ КОМПЛЕКСА

В разных районах описываемый комплекс неоднороден по составу слагающих его пород и их мощности. В настоящее время по закономерному набору различных типов пород, а также по приуроченности к определенным геотектоническим зонам можно выделить несколько типов разрезов этого комплекса.

##### Селецкий тип

Для него характерно наличие преимущественно конгломератовых образований, несогласно залегающих на неровной поверхности фундамента, который сложен гнейсо-гранитами и сланцевыми толщами нижнего протерозоя. В основании разреза располагаются конгломератобрекчии, состав которых определяется строением подстилающих пород. Выше следуют неясно- и грубослоистые, иногда ритмичнослоистые, пласты гранитных и полимиктовых конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников. В верхней части разреза отмечаются алевролиты и сланцы. Очень редко встречаются прослои пирокластических пород. Стратотипическим для данного типа является разрез сариолийских образований, развитых в районе оз. Селецкого (от р. Лужмы до пос. Гумарино). К этому же типу относятся конгломератовые толщи, развитые в районе оз. Лубоярви, оз. Мотко, у д. Карельская Масельга. Сюда же условно могут быть отнесены конгломератовые образования района р. Эльмус, где наряду с типично конгломератовыми образованиями, характерными для этого типа, в разрезе согласно с ними переслаиваются агломераты, туфосланцы и другие породы, генетически связанные с вулканической деятельностью. В основании разреза здесь описаны кварцевые порфиры и кератофиры.



### Кумсинский тип

В составе образований названного типа широко развиты эффузивы и грубообломочные осадочные образования. В подошве разреза здесь залегают элювиальные гранитные брекчии. В описанных разрезах мощность их незначительна. Выше залегает мощная (до 1300 м) толща эффузивных диабазов, мандельштейнов и других пород, слагающих потоки (покровы) различной мощности. В верхней части вулканогенная толща постепенно, через зону переслаивания лавобрекчий и прочих вулканогенных пород с пирокласто-осадочными породами и конгломератами, сменяется толщей конгломератов гранитных и полимиктовых. Установленная мощность образований этого типа достигает 2000 м. Они развиты в районе р. Кумсы, севернее оз. Салваламби, западнее д. Красная Речка и, по-видимому, в районе оз. Хожезера.

### Панаярвинский подтип

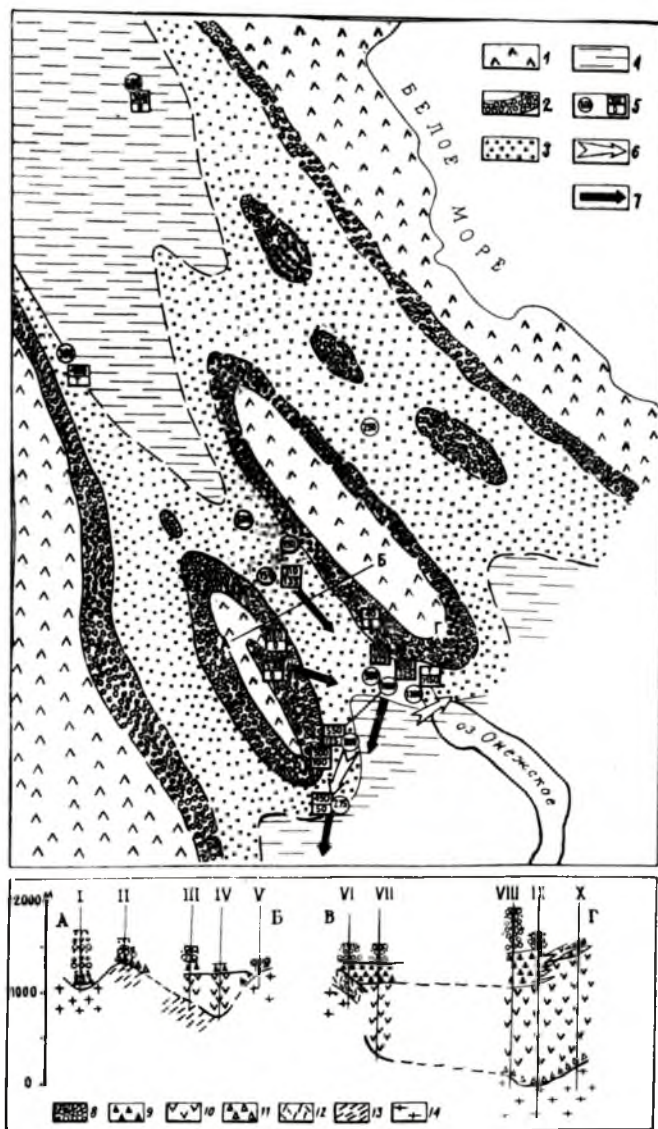
Сариолийские образования района оз. Панаярви по наличию элювиальных образований и многократному чередованию в разрезе эффузивных, вулканогенно-обломочных и терригенных образований должны относиться к кумсинскому типу. Однако специфические, по-видимому, геотектонические условия, выразившиеся, в частности, в резком преобладании среди эффузивов пород кислого состава, позволяют выделить их в качестве обособленного подтипа.

### Большезерско-Гайкольский тип

Выделение этого типа разреза производится со значительной долей условности, так как последовательность залегания конгломератовых и вулканогенных пород в районах оз. Большезера и пос. Гайколя разными геологами рассматривается неоднозначно. Отличительной особенностью данного типа является то, что наряду с элювиальными гранитными конгломерато-брекчиями, залегающими в основании разреза, а также гранитными и полимиктовыми конгломератами и эффузивами основного состава здесь очень широко развиты песчаниковые и сланцевые толщи, туфобрекчии, туфы и смешанные образования мощностью до нескольких сот метров. Встречены и продукты кислого по составу вулканизма (кварцевые кератофиры и др.). Кроме того, внутри комплекса некоторыми геологами отмечены угловые несогласия между отдельными членами разреза.

В площадном распространении образований описываемого осадочно-вулканогенного комплекса на территории Карелии (фиг. 35) усматривается тенденция приуроченности отложений разного типа к определенным геотектоническим зонам. Образования селецкого типа развиты на площади центральной Карелии, в полосе между Беломорским и Ботническим блоками земной коры, где, начиная с ятулия, отчетливо прослеживается наличие Северо-Онежского выступа — стабильного блока земной коры большой мощности (Соколов, 1970). Можно предполагать, что формирование этого выступа началось еще в доятулийское время и размещение конгломератовых толщ в основном на гнейсо-гранитном фундаменте указывало на начало становления стабильного сегмента земной коры.

Отложения кумсинского типа приурочиваются к тектоническим трогам северо-западного направления, согласным с простираанием древних глубинных долгоживущих разломов, осложняющих строение указан-



Фиг. 35. Схема распространения типов сумийско-сариольских вулканогенно-осадочных образований центральной Карелии.

1 — выступы архейско-нижнепротерозойских пород, на которых отсутствуют вулканогенно-осадочные образования; 2 — область развития отложений селецкого типа; 3 — область развития отложений кумсинского типа; 4 — область развития отложений большезерско-гайкольского типа; 5 — мощность вулканогенной толщи (в кружке), установленная мощность конгломератовой толщи (квадрат, числитель) и ее переходной части (квадрат, знаменатель); 6 — направление течения лав; 7 — направление переноса обломочного материала по замерам косой слоистости; АБ и ВГ — схематические профили.

Обозначения к профилям:

I — разрез в р-не пос. Гумарино; II — р. Лужма; III — о-в Сондалы; IV — оз. Хожезеро; V — д. Кармасельга; VI — р. Эльмус; VII — оз. Салваламби; VIII — д. Плакковара; IX — пос. Падун; X — г. Медвежьегорск.

8 — породы собственно конгломератовой толщи; 9 — вулканогенно-обломочные образования переходной подтолщи; 10 — диабазы; 11 — элювиально-делювиальные брекчии; 12 — кислые эффузивы; 13 — сланцы нижнего протерозоя; 14 — гнейсы-граниты.

ных элементов земной коры. В центральной части этих трогов широко развиты эффузивы основных пород, которые в направлении к бортам трогов выклиниваются и фациально сменяются конгломератовыми отложениями селецкого типа. Последние обычно тяготеют к склонам трогов, т. е. к границе раздела горстов и грабен. Нередко заметна асимметрия в строении тектонических трогов.

Отложения большиезерско-гайкольского типа располагаются в центральных частях крупных тектонических трогов, вдали от центров вулканизма, связанных с образовавшими систему грабенов разломами.

Отложения как кумсинского, так и большиезерско-гайкольского типа развиты на территории, где в ятулийское время образовалась Карельская впадина, которая стала областью интенсивного отложения обломочных пород.

На формирование разрезов определенного типа, следовательно, оказывала влияние не только контрастность тектонических движений, напряженность вулканической деятельности, но и динамика водной среды, интенсивность эрозии в областях разрушения. Кроме того, по-видимому, большое значение в пространственном размещении разрезов различного типа имела также степень пересеченности древнего рельефа, существовавшего к моменту формирования образований данного комплекса.

Рассмотренный вариант объяснения тенденции площадного размещения разных типов образований сумийско-сариолийского вулканогенно-конгломератового комплекса предлагается как рабочая схема для дальнейшей проверки и насыщения новым фактическим материалом.

Вместе с этим расположение разных типов образований комплекса в единичных геотектонических зонах указывает на их стратиграфическую синхронность и одновременность формирования. Для разноудаленных разрезов сумийско-сариолийского комплекса установлены совокупности признаков, позволяющих коррелировать различные по составу толщи, так же как для сопоставления вулканогенно-лавовых частей разрезов используются определенные маркирующие горизонты.

Что касается так называемых кислых эффузивов (кварцевых порфиров), спорадически отмечаемых главным образом в нижних и средних частях разрезов вулканогенной толщи некоторых участков, то их наличие может быть объяснено либо крайним проявлением глубинной магматической дифференциации и формированием расплавов, соответствующих по химическому составу андезито-дацитов (но не кварцевым порфирам, как это считается до сих пор), либо появлением в благоприятной тектонической обстановке небольших количеств палингенного кислого расплава, соответствующего по составу кварцевым порфирам. Возможность такого генезиса значительно более кислых лавовых потоков и покровов, чем преобладающее их большинство, вытекает не только из объемных соотношений лав андезито-дацитового и базальтового состава, но и из эволюции химизма лав на примере Кумсинской структуры, где лавовые потоки и покровы конечных излияний вулканических стадий по составу соответствуют андезито-базальтам. Более совершенное проявление глубинного фракционирования в благоприятной обстановке может привести к излиянию небольших объемов андезито-дацитовых лав, в связи с чем появления кислых членов в составе любой части разреза вулканогенной толщи можно ожидать в конце каждой из вулканических стадий, выделяемых для отдельных вулканических зон. Не исключено, что часть покровов и потоков кварцевых порфиров, развитых в районе северной Карелии, является производными палингенных магм, возникших под термальным воздействием поднимающихся масс базальтового состава.



Однако решение всех этих вопросов представляет задачу будущих исследований, тем более что правомочность включения кварцевых порфиров некоторых участков в состав сумийско-сариолийского комплекса не является пока доказанной.

#### О НИЖНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ КОМПЛЕКСА

Нижняя геологическая граница сумийско-сариолийского комплекса устанавливается в разных районах с неодинаковой отчетливостью. В районе р. Кумсы, озер Селецкого, Сегозера, Большезера отмечены непосредственно и в сближенных обнажениях контакты конгломератов и элювиальных брекчий из низов комплекса с подстилающими породами. Здесь на гнейсо-гранитах, филлитах и других породах лопского отдела нижнего протерозоя с угловым несогласием залегают породы описываемого комплекса. В некоторых участках развития отложений комплекса кумсинского типа, т. е. с большим объемом эффузивов, нижняя граница комплекса геологически очерчивается пока неотчетливо. Верхняя граница комплекса определяется угловым несогласием с залегающими выше ятулийскими отложениями, которые имеют в основании горизонт площадной коры химического выветривания.

## **II. К ПРОБЛЕМЕ ГЕОЛОГИИ ЯТУЛИЯ**

### **ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

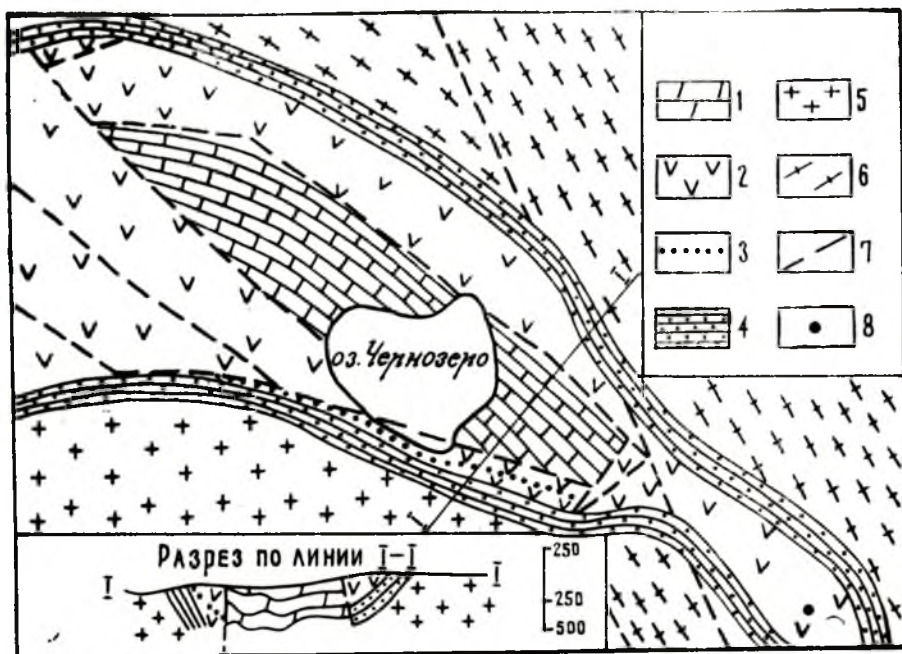
В решении проблемы геологии среднего протерозоя определяющая роль отводится расшифровке геологии ятулийских отложений, составляющих более 70% объема среднего протерозоя (в представлении К. О. Кратца, 1963). В последние годы сотрудниками различных геологических организаций проведены широкие тематические исследования ятулийских комплексов. Появились публикации по разным вопросам геологии, литологии, палеогеографии ятулия (Бутин, 1959, 1960, 1966; Галдобина, 1966; Гилярова, 1955, 1956, 1962, 1963, 1966, 1967, 1968; Зак, Яковлева, 1966; Корякин, 1966, 1967; Кратц, 1955, 1958, 1963; Кратц, Лазарев, 1961; Лобанов, 1962 б, 1963; Негруца, 1963, 1966, 1967; Новикова, Чахмахчев, 1967; Перевозчикова, 1967; Рийконен, 1960; Робонен, 1960, 1966; Светов, 1968а, 1968б; Соколов, 1955, 1958, 1959, 1960, 1963, 1964, 1966; Соколов и др., 1970; Стенарь, 1960; Харитонов, 1955, 1960, 1963). Однако до настоящего времени ряд вопросов геологии ятулия продолжает вызывать острые дискуссии и решается по-разному, что затрудняет разработку унифицированной стратиграфической схемы ятулия. Причем в ряде случаев дискуссия вызывается терминологическим разнообразием или недостаточной степенью взаимной информации между геологами. Все это делает необходимым рассмотрение здесь основных вопросов геологии ятулия, к числу которых мы относим следующие: нижняя граница ятулия, типы разрезов ятулийских толщ и их корреляция, верхняя граница ятулия, т. е. вопросы, ответ на которые помогает определить объем ятулия. Поскольку изложение фактического материала по геологии южной и центральной Карелии уже было проведено (Соколов и др., 1970), мы ограничиваемся здесь характеристикой строения ятулийских толщ в тех районах развития ятулия, описание которых не вошло в сводную работу (1970) и по которым получен новый фактический материал. Этот материал, а также упомянутые выше опубликованные данные по центральной и южной Карелии должны служить основой для рассмотрения коренных вопросов геологии ятулия.

### **СТРОЕНИЕ ЯТУЛИЙСКИХ ТОЛЩ**

#### **РАЙОН ОЗ. ЧЕРНОЗЕРА**

Севернее пос. Повенца, окаймляя со всех сторон оз. Черноезеро, в субширотном направлении на расстоянии более 10 км (при ширине до 3 км) протягивается полоса ятулийских отложений, залегающих на гранитах и гнейсо-гранитах. Долгое время о геологическом строении ятулий-

ских отложений этого района судили лишь по нескольким обнажениям кварцитов и основных пород. В результате геолого-съемочных работ с картировочным бурением, еще полностью не законченных, здесь было установлено, что ятулийские отложения образуют синклинальную складку, разбитую серией продольных и поперечных разломов (фиг. 36).



Фиг. 36. Геологическая схема района Чернозера (составил А. В. Пекуров).  
1 — верхнеятулийские отложения; 2 — основные «ффузивы» среднего и нижнего ятулия; 3 — осадки среднего ятулия; 4 — осадки нижнего ятулия; 5 — граниты; 6 — гнейсо-граниты; 7 — тектонические разломы; 8 — скважины.

Крылья синклинали сложены крутозалегающими (под углом  $80-85^\circ$ ) кварцитами и основными породами, а центральная часть — карбонатными породами, смятыми в серии мелких складок. Послойное описание разреза было проведено в южном крыле структуры и по керну буровых скважин.

На южном берегу оз. Чернозера по обнажениям и горным выработкам выше плагиомикроклиновых гранитов архея — нижнего протерозоя был описан следующий разрез ятулийских отложений<sup>1</sup> (снизу вверх).

### Нижнеятулийские образования

1. Элювиальные брекчии гранитов, которые ниже постепенно переходят в зону трещиноватых гранитов с заполнением трещин песчанослюдистым материалом. Мощность 4 м.

2. Песчаники аркозовые, крупнозернистые, зеленовато-серые с галькой кварца. Мощность 1—3 м.

3. Кварцито-песчаники светло-серые, неравномернозернистые, горизонтальнослоистые с прослоями черных кварцито-песчаников, содержа-

<sup>1</sup> Описание разреза проведено в 1968 г. В. А. Соколовым в совместном маршруте с А. И. Голубевым и А. П. Световым.



щих пучковидную косую слоистость, подчеркнутую черным шлихом. Мощность 10 м.

4. Кварцито-песчаники разнозернистые с прослоями гравелитов и кварцевых конгломератов. Породы образуют циклы мощностью от 0,5 до 3 м. В подошве циклов залегают кварцевые конгломераты, гравелиты или крупнозернистые песчаники, слагающие, как правило, косослоистые однонаправленные серии мощностью до 0,5 м. К кровле циклов уменьшается величина зерен в породе, но увеличивается количество серицитового цемента. Кварцито-песчаники имеют здесь тонкую горизонтальную слоистость. Цвет породы светло-серый, серый, зеленовато-серый. Мощность 100 м.

5. Покров основных пород. В подошве залегают темно-зеленые плотные диабазы, которые к кровле постепенно переходят в мандельштейны с округлыми миндалинами, заполненными кварцем, кальцитом. Мощность 50 м.

### Среднеятулийские образования

После 6-метрового перерыва в обнажениях выше мандельштейнов описаны:

1. Кварцевые конгломераты с неравномерным расположением галек (величина их до 3 см) в песчанистом эпидотсодержащем цементе зеленовато-серого цвета. Мощность 0,4 м.

2. Песчаники средне- и крупнозернистые с редкими гальками кварца. В цементе песчаников много эпидота, и они имеют зеленовато-серый цвет. Песчаники слагают разнонаправленные косые серии. Мощность 0,5 м.

3. Темно-зеленая актинолитовая порода, по-видимому, по туфосланцам. Мощность 0,2 м.

4. Кремнистые, песчано-карбонатные, эпидотовые и другие сланцы, тонкослоистые, серые, зеленые. Встречаются волнистослоистые «колобки» кремнистой породы. Мощность 0,4 м.

5. Гравелиты и крупнозернистые кварцито-песчаники с туфогенным цементом, темно-серые. Мощность 0,3 м.

6. Основные породы, слагающие три покрова. В подошве покровов залегают диабазы, выше — разнозернистые порфириды и в кровле — мандельштейны или неотчетливо выраженные шаровые лавы. Мощность 70 м.

С севера эти породы, залегающие с крутым падением (80—85°) на север, срезаются зоной тектонического нарушения и по обнажениям не прослеживаются.

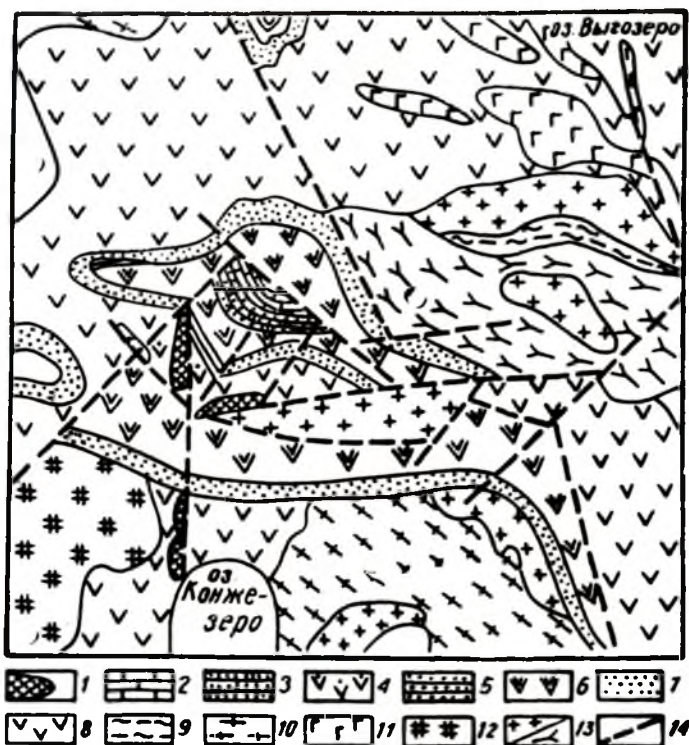
По данным бурения, севернее и в ядре синклинали выше основных эффузивов залегает толща переслаивания разнозернистых белых, розовых, серых известняков и доломитов, брекчий бурых, черных, коричневых сланцев в песчано-карбонатном цементе, а также песчаников с карбонатным цементом. Установленная мощность этой толщи пород, подобных верхнеятулийским в районе пос. Повенца, около 900 м.

### РАЙОН ОЗ. ВЫГОЗЕРА

Территория, расположенная к югу от оз. Выгозера (фиг. 37) и ограниченная с запада системой Беломорско-Балтийского канала, с востока р. Вожмой, а с юга — озерами Конжезером и Рыбозером, до последнего времени была изучена значительно слабее, чем центральные районы

Карелии. В геологической литературе встречались лишь отрывочные и иногда неверные сведения по геологии района.

Благодаря проведенным в последние годы детальным геолого-съёмочным работам с большими объемами картировочного бурения, в которых принимал участие автор, получен богатый фактический материал,



Фиг. 37. Геологическая схема Южно-Выгозерского синклиория.

Средний протерозой. Телекинская свита: 1 — перидотиты, пироксениты, серпентиниты; 2 — доломиты в переслаивании с пестроцветными мергелями; 3 — красноцветные песчаники. Конжозерская свита: 4 — диабазы, диабазовые и плагиоклазовые порфири-ты; 5 — кварцевые песчаники со слюдясто-карбонатным цементом, по-лешопато-кварцевые песчаники, углистые кварцево-хлоритовые и кар-бонатно-кварцево-хлоритовые сланцы. Летнеозерская свита: 6 — диабазы, миндалекаменные диабазы; 7 — кварцито-песчаники с прослоями кварцевых травелитов и кварцево-серпентитовых сланцев. Нижний протерозой. Тунгудская свита: 8 — диабазы; 9 — би-отитовые, амфиболо-биотитовые, биотито-плагиоклазовые гнейсы, амфи-боло-биотито-плагиоклазовые гнейсо-сланцы. Архей: 10 — плагиоклазо-вые и плагио-микроклиновые гнейсо-граниты, мигматиты. Интрузивные породы (нижнепротерозойские): 11 — габбро-диабазы; 12 — микрокли-новые и плагио-микроклиновые порфириновые граниты; 13 — плагио-клазовые и плагио-микроклиновые граниты (а), гранодиориты и дио-риты (б); 14 — линия тектонических разломов.

позволивший по-новому трактовать геологическое строение этой обшир-ной территории, и в частности строение ятулийских отложений. Уста-новлено, что ятулийские отложения несогласно перекрывают архейско-нижнепротерозойские образования, отделяясь от них древней корой вы-ветривания. В составе ятулия здесь выделены три толщи: нижняя, сред-няя, верхняя.

Нижняя толща, сопоставляемая с летнеозерской свитой, состоит из двух почти равноценных по объему частей: терригенной, сложенной косо-слоистыми кварцевыми песчаниками с горизонтами кварцевых гра-

велитов в основании и филлитовидных сланцев в кровле, и вулканогенной, представленной покровами основных вулканитов.

Средняя толща, впервые выявленная в этом районе и выделенная в конжезерскую свиту, сложена метаморфизованными терригенными

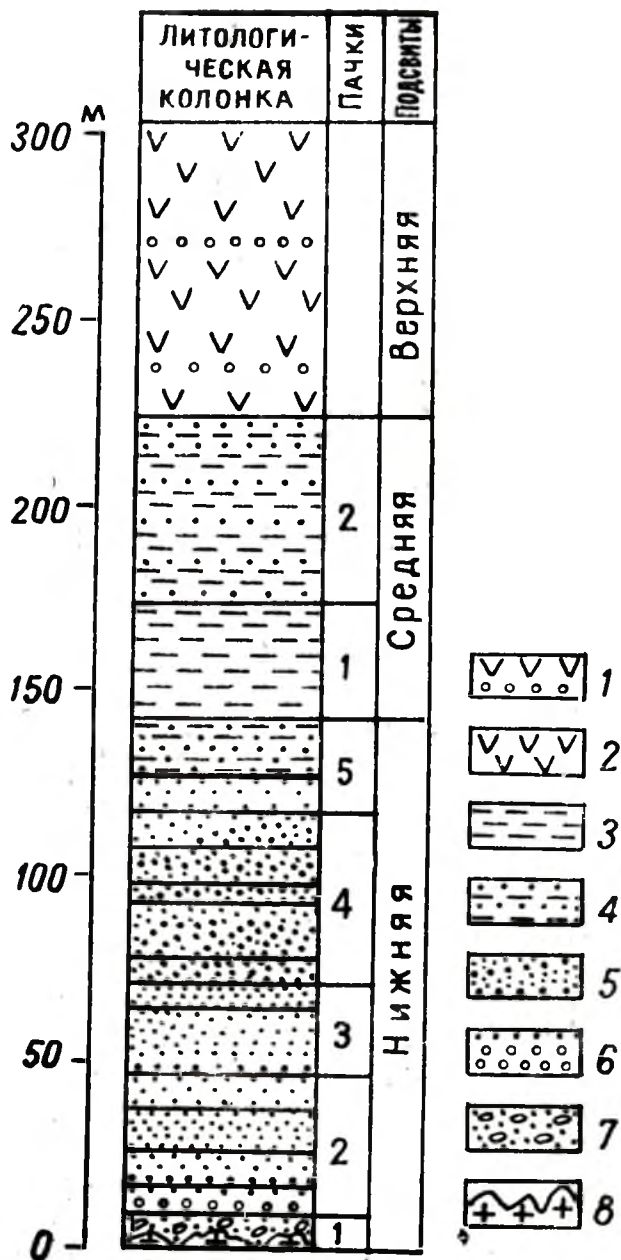
осадками внизу и туфогенно-вулканогенными вверху.

В состав верхней толщи, также впервые установленной в пределах Южно-Выгозерского синклинория и получившей название телекинской свиты, входят известковые песчаники (в основании) и доломиты в переслаивании с пестроцветными известково-глинистыми сланцами.

#### Летнеозерская свита

В пределах характеризуемого района вулканогенно-осадочные образования летнеозерской свиты занимают доминирующее положение в составе среднего протерозоя и ятулия. Они обычно образуют широкие (до 3—4 км) синклинальные складки с пологими (не более 50°) углами падения крыльев. Стратиграфическое положение свиты определяется трансгрессивным залеганием ее осадков на всех ниже залегающих образованиях.

Летнеозерская свита по составу слагающих ее пород делится на три подсвиты: нижнюю — песчаниковую, среднюю — сланцевую и верхнюю — вулканогенную. Сводный разрез свиты (фиг. 38), составленный по частным разрезам, следующий



Фиг. 38. Разрез летнеозерской свиты.

1 — миндалекаменные диабазы; 2 — массивные диабазы; 3 — филлитовидные темно-бурые и темно-серые сланцы; 4 — переслаивание филлитовидных сланцев с розовато-серыми кварцевыми песчаниками; 5 — разнотекстурные кварцевые песчаники; 6 — кварцевые гравелиты; 7 — полимиктовые (с преобладанием кварцевых галек) конгломераты; 8 — кора выветривания.



Нижняя подсвета начинается корой выветривания, залегающей на поздненижнепротерозойских плагиомикроклиновых гранитах ниже осадков ленеозерской свиты. Контакт вскрыт горными выработками в 3 км к востоку от Шабашгубы оз. Маткозера. Здесь на интенсивно трещиноватых дезинтегрированных обохренных гранитах залегают пятнистая тонкозернистая порода (на темно-буром фоне желтые и светло-серые пятна) кварц-полевошпатового состава, содержащая включения черного биотита, зерна голубого опаловидного кварца. Мощность коры выветривания 6 м. На ней залегают:

1. Мелкогалечные конгломераты — светло-серая порода, состоящая из кварцево-полевошпато-серицитового цемента, составляющего более половины состава породы, и хорошо окатанных кварцевых галек размером от 3 до 7 см в поперечнике. Кроме кварцевых встречаются отдельные гальки афанитовых диабазов и кварц-хлоритовых сланцев.

Конгломераты постепенно переходят в кварцевые гравелиты, светло-серые, почти белые породы, состоящие из хорошо окатанных мелких (не более 2 см) галек, включенных в крупнозернистый кварцевый цемент. Гальки составляют не более 50% состава породы. Мощность 10 м.

2. Кварцевые песчаники разнозернистые (крупно- и среднезернистые). Хорошо окатанные зерна опаловидного кварца включены в мелкозернистую массу, состоящую также из хорошо окатанных кварцевых зерен. В нижней части подпачки встречаются маломощные прослои кварцевых гравелитов, границы прослоев нечеткие. Мощность 9 м.

3. Кварцито-песчаники среднезернистые зеленовато-серые, косослоистые. Серийные швы прямолинейные клиновидные, форма слоев вогнуто-выпуклая (S-образная), слои однонаправленные во всех смежных сериях. Мощность 11 м.

4. Кварцито-песчаники разнозернистые (средне- и мелкозернистые) белые со слабым розоватым оттенком, параллельнослоистые. Слоистость выражена чередованием прослоев песчаника мелкозернистого белого со среднезернистым розовато-белым мощностью от 1,5 до 4 см. Цемент песчаников серицит-кварцевый базального типа. Мощность 8 м.

5. Кварцево-серицитовые сланцы. Мощность 1 м.

6. Кварцито-песчаники разнозернистые (от среднезернистых до крупнозернистых), желтовато-белые, косослоистые. Серийные швы прямые параллельные, подчеркнуты «присыпкой» крупных зерен кварца. Форма слоев S-образная, смежные слои отличаются друг от друга размером слагающих их зерен кварца. Мощность 16 м.

7. Кварцито-песчаники мелкозернистые, косослоистые. Характер слоистости такой же, как и в предыдущем слое. Мощность 6 м.

8. Кварцито-песчаники среднезернистые, косослоистые. Косослоистые серии мощностью до 15 см чередуются с горизонтальнослоистыми сериями такой же мощности. Слои (0,5—1,5 мм) в сериях отличаются друг от друга окраской (розовато-белые слои чередуются с желтовато-белыми). Мощность 6 м.

9. Кварцито-песчаники разнозернистые, желтовато-белые. Слоистость сложного типа: группы косослоистых серий (по 10—20 серий мощностью 15—20 см каждая) чередуются с горизонтальнослоистыми сериями мощностью до 5—7 см. Серийные швы непараллельные, сильно срезанные, как прямые, так и изогнутые. Слои, отличающиеся друг от друга по цвету (белые и розовато-белые), попеременно направленные — в смежных сериях имеют противоположные направления. Форма слоев в разных сериях также различная — от прямолинейных до выпуклых и S-образных. Мощность 12 м.

10. Кварцито-песчаники среднезернистые, такие же, как и в предыдущем слое, но характер косой слоистости в них иной. Серийные швы прямые, серии клиновидно-выклинивающиеся, слойки прямолинейные и S-образные, однонаправленные. Косослоистые серии чередуются с горизонтальнослоистыми сериями. Мощность 8 м.

11. Кварцито-песчаники разномзернистые, желтовато-белые, со сложным типом слоистости. Группы по две — три косослоистых серии чередуются со слабоволнистыми (вогнуто-выпуклыми) сериями. Серийные швы слабоволнистые, серии клиновидно-выклинивающиеся. Слойки в сериях S-образные и вогнутые, однонаправленные в смежных сериях. Волнистые серии и серийные швы состоят из более крупных зерен кварца, чем в косослоистых сериях. Смежные серийные слойки в пределах одной серии отличаются друг от друга по цвету. Мощность 8 м.

12. Кварцито-песчаники мелкозернистые, зеленовато-белые, косослоистые. Характер слоистости такой же, как в третьей подпачке. Мощность 10 м.

13. Кварциты тонкозернистые, светло-серые, почти белые, сливные. Мощность 10 м.

14. Кварцево-серпичитовые сланцы светло-серые, с зеленоватым оттенком, содержащие маломощные (несколько сантиметров) прослои сливных кварцитов. Мощность 15 м.

Общая мощность нижней подсвиты 136 м.

Средняя подсвита начинается филлитовидными полосчатыми сланцами с ритмичным чередованием темно-бурых и черных прослоев мощностью 30—40 см. В верхней части разреза в сланцах появляются маломощные прослои мелкозернистых серых кварцевых песчаников. Мощность 30 м.

Выше залегают желтовато-бурые монотонные филлитовидные сланцы, содержащие прослои светло-серых кварцевых и розовато-серых полевошпато-кварцевых песчаников. Мощность прослоев песчаников до 5 см, сланцев — 20—40 см. Их общая мощность 50 м.

Общая мощность средней подсвиты составляет 80 м.

Верхняя подсвита сложена вулканитами основного состава: диабазами, миндалекаменными диабазами и порфиритами. Эти породы в районе занимают довольно обширные площади, располагаясь главным образом в осевых частях синклинальных складок, крылья которых сложены песчаниками средней подсвиты. Непосредственно контакты диабазов и песчаников вскрыты в ряде мест горными выработками и скважинами. Наиболее широко они развиты в районах г. Мядова, г. Колой-гора и оз. Плотичья ламба. Залегают эффузивы в виде покровов мощностью от первых метров до десятков метров. Точное количество покровов не определено, но в изученных частях разреза подсвиты их не менее шести. Отдельные покровы, обычно в нижних частях, сложены мелкозернистыми диабазами, содержащими редкие миндалины, выполненные эпидотом, кальцитом и кварцем. Миндалины нередко вытянуты цепочками и полосами. Подошва покрова, как правило, волнистая, неровная, иногда наблюдается захватывание обломков подстилающих пород и закатывание их в лаву. Средние части покровов сложены более крупнозернистыми разностями диабазов, которые вверх к кровле опять становятся все более мелкозернистыми и в них начинают появляться миндалины, количество которых увеличивается до 30—35% состава породы. В насыщенных миндалинами участках (горизонтах) порода представляет собой пузырчатую лаву.

Мощность верхней подсвиты 80—150 м.

Общая мощность летнеозерской свиты 195—365 м.

### Конжезерская свита<sup>1</sup>

Породы, отнесенные к конжезерской свите, вскрыты буровыми скважинами к северу от оз. Конжезера, а также встречаются в отдельных обнажениях. В своем площадном распространении они резко подчинены породам летнеозерской свиты и локализуются главным образом в пределах тектонического блока, к пограничным разломам которого приурочены интрузии ультраосновных пород. Конжезерская свита подразделяется на две подсвиты: первую — осадочную и вторую — вулканогенную (фиг. 39).

Первая подсвита состоит в основном из песчаников со слюдисто-карбонатным цементом, в подчиненном количестве встречаются полевошпато-кварцевые песчаники, известковистые песчаники и кремнистые известняки. В подсвите описаны (снизу вверх):

1. Кварцевые песчаники с серицитовым цементом, от крупнозернистых в основании до тонкозернистых, постепенно переходящих в кварц-серицитовые сланцы в верхней части пласта. Мощность 43 м.

2. Песчанистые доломитизированные известняки, светло-серые, мелкозернистые, тонкоритмичнослоистые, ритмы простые двучленные: чередование розовых кварцево-карбонатных слоев (до 1 см) с серыми хлоритовыми слоями (не более 2 мм). Мощность 12 м.

3. Известковистые кварцевые песчаники, светло-серые, мелкозернистые, неяснослоистые. Слоистость параллельная, обусловленная чередованием среднезернистых песчанистых и темно-серых тонкозернистых, обогащенных хлоритом и серицитом прослоев мощностью в несколько миллиметров. Мощность 8 м.

4. Известняки доломитовые, кварцсодержащие, светло-серые, почти белые, тонкозернистые, тонкослоистые. Слоистость обусловлена чередованием тонких (1—2 мм) чисто карбонатных и обогащенных хлоритом и серицитом слоев. Мощность 3 м.

5. Кварцевые песчаники известковистые, аналогичные породам слоя № 3. Мощность 7 м.

6. Кварцево-серицито-хлорито-карбонатные сланцы, светло-розовые, мелкозернистые, тонкослоистые. Слоистость линзовидно-выклинивающаяся (линзы плоско-выпуклые, выпуклостями вверх), обусловлена чередованием слюдистых (1—2 мм) и кварцево-карбонатных (1—2 см) слоев. Мощность 1 м.

7. Известковистые кварцевые песчаники, бледно-розовые, средне- и мелкозернистые, постепенно переходящие в зеленовато-серые слюдистые сланцы. Мощность 2 м.

8. Переслаивание светло-серых, почти белых тонкозернистых карбонатсодержащих кварцевых песчаников с темно-серыми тонкозернистыми карбонато-кварцево-хлоритовыми и карбонато-кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами. Слоистость линзовидно-выклинивающаяся: мощность песчанистых прослоев 0,5—1 см, сланцевых — не более 3 мм. Мощность 47 м.

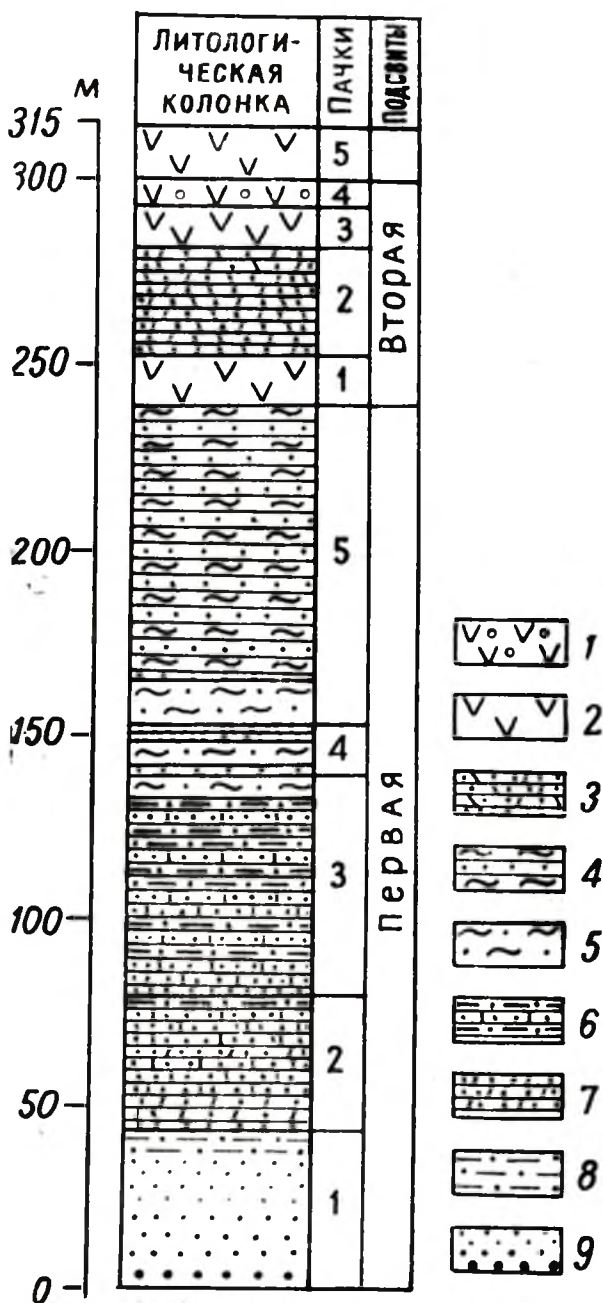
9. Карбонатсодержащие хлорито-кварцевые сланцы, зеленовато-серые, тонкозернистые. Мощность 6 м.

10. Кварцито-песчаники с серицитовым цементом, светло-серые, почти белые, среднезернистые в основании и переходящие в верхней части подпачки в тонкогоризонтальнослоистые хлорито-серицито-кварцевые сланцы. Мощность 3 м.

<sup>1</sup> Положение конжезерской свиты в разрезе ятулия, строго говоря, не подтверждено фактическим материалом, и отнесение ее к среднему ятулию не оправдано. (Прим. ред.)



11. Сланцы биотито-эпидото-кварцевые, серые, тонкозернистые, тонкослоистые. Слоистость простая горизонтальная (ленточного типа): чередование темно-серых биотито-эпидотовых (до 3 см) и светло-серых (не более 1 мм) прослоек. Мощность 6 м.



Фиг. 39. Разрез конжезерской свиты.

1 — диабазы миндалекаменные; 2 — диабазы, диабазовые порфириты; 3 — туфиты; 4 — углистые кварцево-хлоритовые полосчатые сланцы; 5 — хлорито-кварцевые карбонатсодержащие сланцы; 6 — тонкое переслаивание карбонатсодержащих кварцевых песчаников и сланцев; 7 — песчаные доломитизированные известняки; 8 — кварцево-серицитовые сланцы; 9 — песчаники разной зернистости.

12. Песчаники полевошпато - кварцевые карбонатсодержащие, светло-серые, тонкослоистые, слоистость выражена чередованием светло-серых и светло-розовых прослоек мощностью до 2—2,5 мм. Мощность 4 м.

13. Сланцы хлорито-кварцевые карбонатсодержащие, светло-серые, тонкозернистые, тонкослоистые, слоистость ленточного типа, выражена чередованием тонких (0,3—0,5 см) темно-серых хлоритовых и светло-серых хлорит-кварцевых слоев. Мощность 2 м.

14. Сланцы карбонато-кварцево - хлоритовые, серые, тонкозернистые, тонко-ленточно-слоистые. Слоистость обусловлена чередованием хлоритовых и кварцевых слоев (1—2 мм). Кроме того, встречаются линзовидно - выклинивающиеся (вогнуто-выпуклые и плоско-выпуклые, выпуклостью вниз) бурые карбонатные прослойки (до 2—3 мм). Мощность 10 м.

15. Сланцы углистые кварцево-хлоритовые, черные, тонкозернистые, тонкослоистые. Слоистость ленточного типа — ритмичное чередование тончайших (доли миллиметра) светло-серых кварце-

вых слоев с черными хлоритовыми, обогащенными углистым веществом слоями. Переход карбонато-кварцево-хлоритовых сланцев подпачки 2 в черные углистые сланцы постепенный, в интервале 1,5 м. Мощность этих сланцев не определена, так как они рвутся пластовым телом ультраосновных пород мощностью до 140 м. Можно только предположить, что мощность этих пород около 80 м.

Мощность первой подсвиты конжезерской свиты, таким образом, составляет 220 м.

Вторая подсвита конжезерской свиты состоит из вулканитов основного состава: диабазов, диабазовых порфиритов, плагиоклазовых порфиритов. В низах подсвиты встречены горизонты туфосланцев. Наиболее полный разрез подсвиты изучен в скважине, пробуренной на Конжезерской серпентинитовой интрузии, на участках сохранившейся кровли. Здесь получен следующий разрез:

1. Первый покров — плагиоклазовые порфириты, зеленовато-черные, тонкозернистые. Мощность 14 м.

2. Кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, зеленовато-черные, тонкозернистые, тонкослоистые — туффиты. Мощность 30 м.

3. Второй покров — плагиоклазовые порфириты, в верхней части светло-серые, мелкозернистые, плотные, внизу постепенно сменяются зеленовато-черными афанитовыми диабазами. Мощность 11 м.

4. Третий покров — миндалекаменные диабазы, массивные, афанитового сложения. В верхней части покрова встречаются миндалины овальной формы размером 2—6 мм, выполненные по периферии биотитом, а в центральных частях кварцем, хлоритом и сульфидами. Мощность 8 м.

5. Четвертый покров — плагиоклазовые порфириты, светло-серые, массивные. В верхней части покрова наблюдается полосчатость — чередование светло-серых и зеленовато-серых полос. Мощность 15 м.

Мощность изученной части второй подсвиты 78 м.

Общая мощность изученной части конжезерской свиты 300 м.

### Телекинская свита

Карбонатно-глинистые метаморфизованные осадки, впервые встреченные в пределах Южно-Выгозерского синклинория и выделенные в самостоятельную стратиграфическую единицу, вскрыты двумя скважинами у юго-западного подножья г. Мяндова, в заболоченной депрессии, ограниченной с северо-востока и юго-запада разломами. Кроме того, они встречены в отдельных обнажениях в бортах этой депрессии. Участок развития пород телекинской свиты расположен в ядре широкой синклинальной складки, сложенной образованиями летнеозерской и конжезерской свит.

Телекинская свита подразделяется на две подсвиты: первую — песчанистую и вторую — глинисто-карбонатную (фиг. 40).

Первая подсвита. Образования первой подсвиты встречены только в одном обнажении, в шурфе и в ряде делювиально-элювиальных свалов. Представлены они розовыми и светло-малиновыми мелко- и среднезернистыми слоистыми кварцевыми песчаниками. Слоистость параллельная ритмичная: прослои мелкозернистых песчаников мощностью 3—4 см чередуются с прослоями среднезернистых песчаников такой же мощности. Мелкозернистые прослои, в свою очередь, тонкослоистые — слойки существенно кварцевого состава чередуются с существенно серицитовыми слоями, мощность тех и других 1—2 мм. Разрез подсвиты полностью не изучен, мощность изученной ее части не более 50 м.

Вторая подсвита телекинской свиты представлена метаморфизованными глинисто-известковыми отложениями с незначительной примесью известково-песчанистого материала в нижней части. В составе подсвиты выделяются:

1. Кварцевые песчаники с карбонатным цементом, содержащие ред-

кие прослои красно-бурого мергеля (до 5 см). Мощность 11 м.

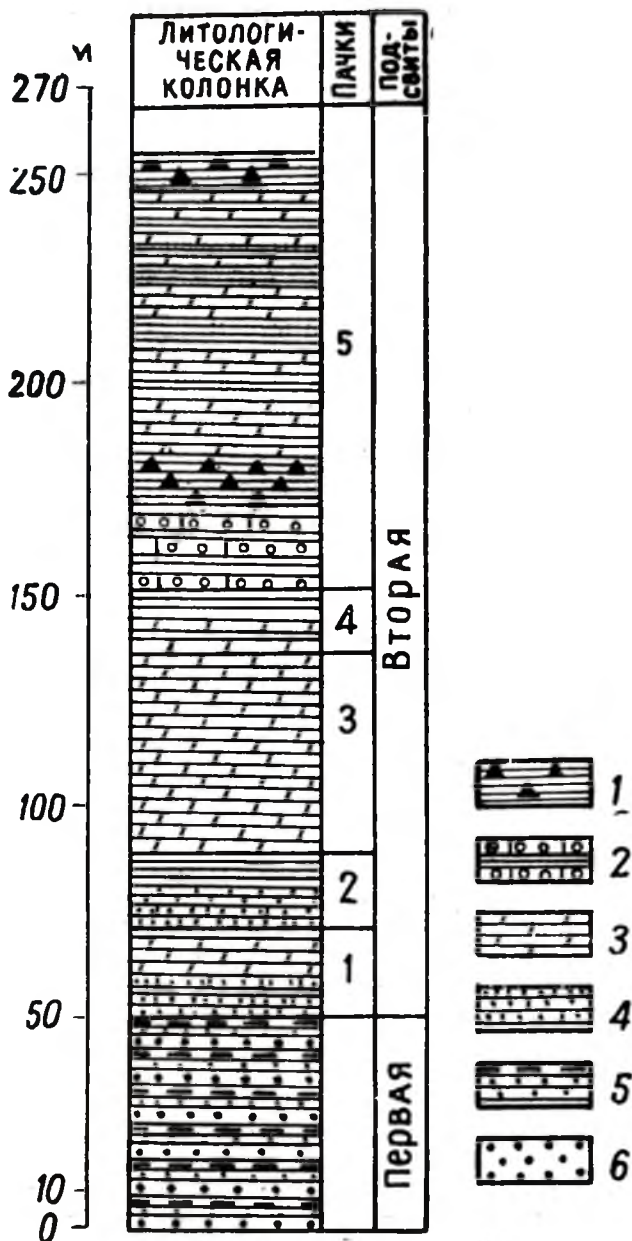
2. Доломитизированные известняки, белые, среднезернистые, слоистые (на белом фоне отчетливо выделяются темно-серые прослойки мощностью до 3 см). Мощность 3 м.

3. Известняки бледно-розовые, мелкозернистые, отчетливо слоистые: топкие (не более 1 мм) темно-серые прослойки чередуются с бледно-розовыми прослойками (3—8 мм). Мощность 6 м.

4. Известковитые пестроцветные ритмичнослоистые глинистые сланцы. Мощность ритмов до 1 см, в пределах одного ритма содержится 6—7 слойков, отличающихся друг от друга по цвету — от розового до светло-бурого (по составу — известковистые слойки чередуются с мергелевыми). Мощность 2 м.

5. Песчаники известковистые, светло-серые, среднезернистые, содержащие прослои бледно-розового тонкослоистого известняка. Мощность 5 м.

6. Алевриты известковистые, свет-



Фиг. 40. Разрез телекинской свиты.

1 — брекчия пестроцветных глинистых сланцев; 2 — кварцевые граделиты с известково-глинистым цементом, переслаивающиеся с мергелями; 3 — доломиты, доломитизированные известняки; 4 — известковистые песчаники; 5 — переслаивание среднезернистых кварцевых песчаников с мелкозернистыми песчаниками и кварцевосерицитовыми сланцами; 6 — среднезернистые розовые и бледно-малиновые кварцевые песчаники.



ло-розовые, неяснослоистые. Слоистость горизонтальная — чередование тонких (до 1 мм) светло-серых и светло-розовых прослоек. Мощность 12 м.

7. Доломиты розовые, разномзернистые. Мощность 48 м.

8. Сланцы известковисто-глинистые, пестроцветные, ритмичнослоистые. Прослой красно-бурых сланцев чередуются с прослоями светло-серых. Мощность тех и других от 1,5 до 5 см. Эти прослой в свою очередь, состоят из тонких (0,5 мм) чередующихся слоев, отличающихся различным содержанием известкового материала, а соответственно с этим и различной интенсивностью окраски. Мощность 1,5 м.

9. Доломитизированные известняки, с тонкой горизонтальной слоистостью, светло-розовые прослойки (2 см) чередуются со светло-серыми (не более 0,5 см). Мощность 1,5 м.

10. Сланцы известковисто-глинистые, пестроцветные (тонкое переслаивание темно-бурых и красно-бурых прослоек). Мощность 3 м.

11. Ритмичное переслаивание серых мелкозернистых известняков с красно-бурыми (с обломками черных сланцев) глинистыми сланцами. Прослой известняков мощностью до 1 см состоят из тонких (доли миллиметра) разноокрашенных слоев. Мощность 1 м.

12. Сланцы известковисто-глинистые красно-бурые. Мощность 4 м.

13. Глинистые сланцы, черные, брекчированные. Обломки сцементированы карбонатным материалом. Мощность 4 м.

14. Кварцевые гравелиты, состоящие на 50—60% из хорошо окатанных галек светло-серого опаловидного кварца размером 1,5 см по длинной оси и буровато-красного известковисто-глинистого цемента. Вверх по разрезу в гравелитах появляются прослой мощностью 6—7 см из пестрых (чередование красных и светло-серых) мергелей. Мощность 4 м.

15. Брекчированные красно-бурые мергели. Обломки сцементированы карбонатно-кремнистым цементом. Мощность 5 м.

16. Кварцевые гравелиты с глинистым цементом. Наблюдается отчетливая сортировка материала — хорошо окатанные яйцевидной формы гальки опаловидного кварца, составляющие до 70% породы. Мощность 4 м.

17. Сланцы кварцево-карбонатные, мелкозернистые, тонкослоистые. Слоистость горизонтальная — чередование тонких (не более 2 мм) светло-розовых и светло-серых слоев. Мощность 1 м.

18. Кварцевые гравелиты с глинистым цементом. Мощность 4 м.

19. Брекчия пестроцветных глинистых сланцев. В нижней части слоя встречаются обломки черных сланцев, выше появляются обломки красных, бурых и серых сланцев. Вверху, в интервале 6 м, встречаются одни буровато-красные сланцы. Большая часть обломков имеет округлую форму. Цемент, составляющий до 50% породы, карбонатного состава. Мощность 16 м.

20. Переслаивание белых доломитизированных известняков с брекчированными пестроцветными глинистыми сланцами. Мощность 4 м.

21. Доломитизированные кремнистые известняки, светло-серые, среднезернистые. Мощность 8 м.

22. Брекчия пестроцветных глинистых сланцев. В обломках сланцы черного, темно-серого, красно-бурого и желтого цвета. Степень дробления на разных интервалах различная: в подошве слоя сланцы только разбиты многочисленными трещинами без перемещения фрагментов, а в верхней части встречаются обломки даже округлой формы и количество цемента достигает 40—50%. Мощность 15 м.

23. Доломиты известковистые, светло-серые, среднезернистые, до крупнозернистых, горизонтальнослоистые — светло-серые прослой че-

редуются с белыми, мощность прослоев до 1,5 мм. Мощность 7 м.

24. Сланцы известково-глинистые, пестроцветные, волнистослоистые — прослой красных сланцев (0,8 см) чередуются с прослоями черных (3—4 см). Мощность 3 м.

25. Глинистые сланцы, черные, очень мягкие и хрупкие. Мощность 4 м.

26. Доломитизированные известняки, светло-серые, среднезернистые, содержащие мелкие угловатые и округлые обломки темно-серых и черных глинистых сланцев. Мощность 10 м.

27. Сланцы известковисто-глинистые, пестроцветные, в основной массе черные, но содержат тонкие (не более 0,5 см) прослой красно-бурых сланцев. Слоистость диагонально-выклинивающаяся. В верхней части слоя сланцы брекчированы. Мощность 4 м.

28. Доломиты известковистые, среднезернистые, тонкослоистые — переслаивание светло-серых и белых прослоек (не более 1 см). Мощность 4 м.

29. Сланцы известковисто-глинистые, пестроцветные. Слоистость диагонально-выклинивающегося типа, выражена чередованием черных и красных прослоев (1—5 см). Мощность 3 м.

30. Брекчия пестроцветных глинистых сланцев. В обломках полосчатые, черно-красные сланцы. Несмотря на то что карбонатный цемент составляет до 20% породы, обломки разобщены, но сохраняют свое первоначальное положение — слоистость ориентирована одинаково во всех обломках. Мощность 2 м.

31. Доломиты известковисто-кремнистые, серые с буроватым оттенком, грубослоистые. Мощность 2 м.

32. Сланцы известковисто-глинистые, черные, мягкие и хрупкие, брекчированные; обломки сцементированы карбонатным цементом. Мощность 10 м.

Мощность второй подсвиты телекинской свиты 202 м, а изученной части этой свиты — 252 м.

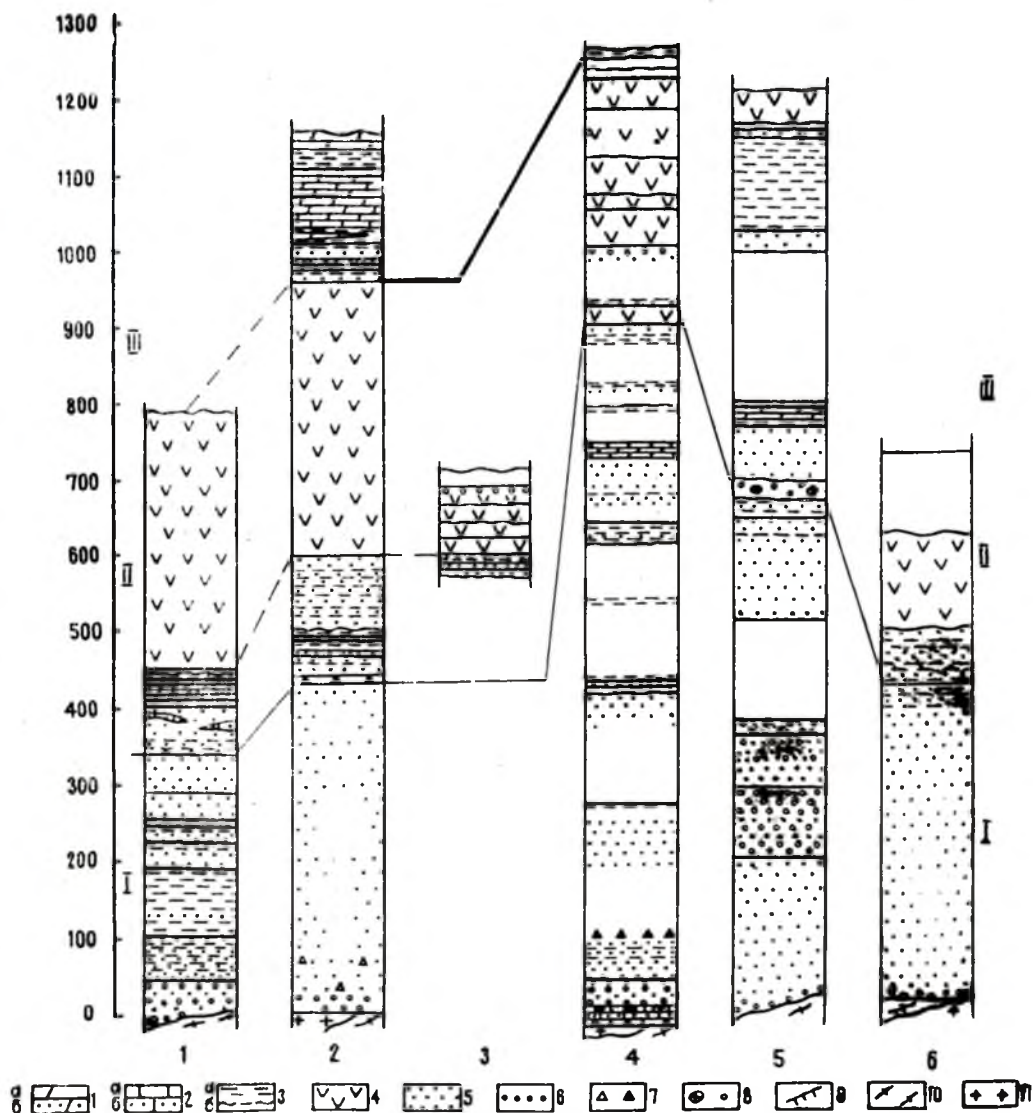
Из приведенного разреза телекинской свиты отчетливо видно, что входящие в ее состав породы резко отличаются от кварцито-песчаников летнеозерской свиты и карбонатсодержащих осадков конжезерской свиты. В последней только в отдельных частях разреза появляется карбонат (предположительно седиментогенный), тогда как в составе телекинской свиты карбонатные породы имеют доминирующее значение.

Таким образом, из описания разрезов трех свит видно, что общая тенденция в изменении состава осадочных пород от кварцито-песчанистых в основании к песчано-глинистым и еще выше к карбонатным отражает особенности строения ятулийских толщ в других районах их развития.

#### РАЙОН ПОС. НАДВОИЦЫ

Ятулийские отложения выделены здесь из состава нижнепротерозойских сланцевых толщ в ходе тематических исследований, проводившихся В. И. Робоненом (1966) под руководством К. О. Кратца. Изучением геологии этого района, и ятулийских пород в частности, занималась М. А. Гилярова (1963, 1966, 1967) и ряд других геологов. Ятулийские породы образуют в районе пос. Надвоицы не менее шести изолированных друг от друга синклинальных складок общего северо-за-

падного простирания. Наибольшая из них Воицкая синклиналь протягивается от оз. Выг в северо-западном направлении на 35 км при максимальной ширине до 5 км. Другие синклинали имеют меньшую длину и ширину. Ятулийские породы несогласно перекрывают здесь сложно-



Фиг. 41. Геологические колонки ятулия районов пос. Надвоинцы (6), оз. Михайловского (4), оз. Риговаракского (5), д. Сановара (2) и пос. Гайколя (1), оз. В. Шоба (3).

I — нижний; II — средний; III — верхний ятулий.  
1 — доломиты (а), песчанистые доломиты (б); 2 — известняки (а), песчанистые известняки (б); 3 — сланцы (а), туфиты (б); 4 — основные эффузивы; 5 — кварцито-песчаники, кварциты; 6 — кварцевые гравелиты, конгломераты; 7 — сланцевые брекчи; 8 — кварцево-гранитные конгломераты; 9 — кора выветривания; 10 — основные породы сумия; 11 — граниты, гнейсо-граниты.

дислоцированные нижнепротерозойские (или докарельские, по М. А. Гиляровой) зеленокаменную и филлитовидную толщи и разновозрастные гранитоиды (фиг. 41, 6).



В основании ятулия описаны различные типы базальных отложений<sup>1</sup>, древняя кора выветривания и существенно кварцево-гранитные конгломераты. Древняя кора выветривания установлена на зеленокаменных эффузивах тунгудско-надвоицкой серии (или докарельских, по М. А. Гиляровой) в 2, 5 км северо-западнее ст. Надвоицы, а также на гранитах, секущих зеленокаменные породы (по керну скважины №33 Кочкомского бурового профиля в северо-западной части Воицкой структуры). Конгломераты и гравелиты с окатанными гальками кварца, гранита, аплита, пегматита, а иногда с примесью галек сланца, кротофира и зеленокаменных пород описаны в основании ятулия на берегу оз. Выг, в северо-восточной части Воицкой структуры и других пунктах. Эти породы, в разных участках различающиеся по количеству крупного обломочного материала, по составу цемента (аркозового, часто с примесью карбоната) и иным признакам, имеют линзовидную форму залежей и постепенно сменяются в вертикальном разрезе типично ятулийскими породами. Так, на восточном берегу полуострова Сабельники на Выгозере выше конгломератов, состоящих на 30—40% из хорошо окатанных галек кварца, гранита и аплита, заключенных в аркозовом цементе, залегают кварцито-песчаники. В кварцито-песчаниках вначале наблюдаются косослоистые серии с прослойками кварцево-гранитных галечников. Выше залегают разнотекстурные слоистые кварцито-песчаники с серицитовым цементом и единичными гальками кварца и редко косослоистые кварциты. Еще выше следуют белые, сероватые и розоватые слоистые кварциты и кварцито-песчаники. В верхней части разреза среди кварцито-песчаников появляются сначала тонкие прослои фиолетовых песчаников с глинистым цементом, а затем глинистые сланцы кирпичного и фиолетового цвета, слагающие прослои мощностью до 20 м. Мощность осадочных пород ятулия определяется В. И. Робоненом цифрой не менее 500 м.

На осадочных породах в ядре Воицкой структуры залегают сильно рассланцованные диабазы, мандельштейны и другие основные породы, которые, как считает М. А. Гилярова, слагают силл. Осмотр обнажений названных пород в пос. Надвоицы показал, что это эффузивные породы, которые слагают здесь несколько покровов. В строении покровов участвуют эпидотизированные диабазы, порфириты, мандельштейны, автобрекчии и шаровые лавы, т. е. такие же по составу и облику породы, какие описаны в составе среднего ятулия в других районах развития ятулийских отложений. Сравнение развитых в этом районе ятулийских образований с такими же из других районов Карелии показывает, что здесь выделяются нижнеятулийские осадочные отложения, которые, не имея в кровле основных эффузивов (выклинивание), сменяются осадочными породами среднего ятулия. Разрез ятулия венчается в этом районе среднеятулийскими основными эффузивами.

Как уже отмечалось выше, ятулийские породы образуют синклинальные, иногда сильно сжатые складки с крутыми (75—80°) углами падения.

Наблюдаются асимметрично построенные синклинали (например, Майгубская), когда в западном крыле породы залегают под углом 80°, а в восточном — более полого. У части синклиналей (например, Ондинской) разломами срезано одно из крыльев. В крыльях складок сланцеватость совпадает со слоистостью, а в периклинальных окончаниях синклиналей сланцеватость сечет слоистость. В. И. Робонен отмечает

<sup>1</sup> Более подробное описание базальных отложений дано М. А. Гиляровой (1963) и В. И. Робоненом (1966).

широкое проявление разрывных дислокаций, которые, в частности, привели к надвигу гранитов на кварциты в районе пос. Каменный Бор.

Севернее пос. Надвоицы ятулийские породы описаны южнее пос. Сумского по керну буровых скважин (Робонен, 1966; Харитонов, 1966). Здесь на сильно разрушенных гранитах залегают конгломераты с гальками серицитизированных олигоклазовых гранитов, кварца; в цементе конгломерата наряду с песчанистым материалом много карбоната. Вверх по разрезу в конгломератах (мощность их до 16 м) количество галек постепенно убывает и они сменяются аркозовыми песчаниками (мощность 5 м), кварцевыми песчаниками (мощность 26 м) и кварцито-песчаниками (мощность до 60 м). Указанные породы образуют западное крыло (падение его на восток под углом 70°) синклинальной складки, разбитой разломом, по которому взброшены нижнепротерозойские толщи.

Из района пос. Сумского после перерыва ятулийские отложения прослеживаются в западо-северо-западном направлении (вдоль тракта Кочкома — Реболы) и в северо-западном направлении в район пос. Лехты.

Вдоль тракта Кочкома — Реболы прослеживается синклинальная с крутыми углами падения складка, протягивающаяся на 50 км при ширине до 5 км. Крылья синклинали сложены разнозернистыми кварцитами розового, серого, белого, черного цвета. В ядре ее залегают основные породы.

#### РАЙОН ОЗ. ЛЕТНЕГО — ОЗ. МУЗЕРА

В названном районе располагается наибольшая по площади в восточной Карелии Летнеозерская мульда (по названию озера в центре ее), сложенная в основном ятулийскими отложениями. Эти отложения начинаются южнее пос. Лехта и протягиваются в северо-западном направлении на 80 км при максимальной ширине полосы 35 км, образующей в плане ромб со сглаженными углами.

Изучением геологии данного района занимались Н. Г. Судовиков, Л. Я. Харитонов, Е. Н. Володин, С. А. Дюков, М. А. Сотникова, Л. Я. Лазуткин, Д. К. Ловицкий, В. А. Попова, В. В. Сиваев, В. В. Яковлева, Н. А. Островская, В. И. Робонен, К. О. Кратц, В. З. Негруца и другие. Наиболее детальное изучение этой территории проведено В. И. Робоненым (1959) и Т. Ф. Негруца (1967).

Основанием для ятулийских отложений здесь служат различные по возрасту и составу гранитоиды, толщи кварцево-слюдистых, графитистых и других сланцев и амфиболитов пебозерской и идельской свит, а также очень широко развитые диабазы, диабазовые порфири-ты, зеленые сланцы, кварцевые порфиры и кератофиры тунгудско-надвоицкой серии. Широко развиты полимиктовые конгломераты, частью с вулканическими брекчиями (первая подсвета летнеозерской свиты, по С. А. Дюкову).

В основании ятулия описаны различные типы базальных раннеятулийских образований: древняя кора выветривания, кварцево-гранитные конгломераты (конгломерато-брекчии) с песчано-карбонатным цементом и карбонатные породы.

Кора выветривания известна на различных доятулийских породах. В 14 км севернее оз. Косого и к югу от оз. Вермос В. И. Робонен отметил на кварцевых порфирах кору химического выветривания мощ-

ностью 5—10 м, которая непосредственно перекрывается ятулийскими кварцито-песчаниками. В районе оз. Воингозера В. З. Негруца описал кору выветривания на гнейсо-гранитах. В районе оз. Михайловского на неровной выветрелой поверхности кварцевых порфиров описана тонкозернистая песчано-сланцевая порода сильно ожелезненная (с магнетитом). После 1,5 м перерыва встречены конгломерато-брекчии с неокатанными обломками кварцевых порфиров, зеленого сланца. Обломки до 7,0 см в поперечнике, несортированные, заключены в галечно-щебенчатом полевошпато-кварцево-карбонатном цементе. Мощность 3,0 м. Выше, после перерыва, залегают кварцито-песчаники.

В северо-западной части оз. Вотулма в сплошных обнажениях видно, что на рассланцованных гранитах залегают (снизу вверх):

1. Конгломерато-брекчии гранитов с песчано-слюдисто-карбонатным цементом. Мощность 4,2 м.

2. Карбонатные пестроцветные породы с меняющимся количеством слудисто-песчанистого материала. Мощность 12 м.

3. Кварцево-гранитные и кварцевые конгломераты в переслаивании с кварцито-песчаниками. Мощность 30,0 м.

Карбонатные породы с различным количеством примеси кварцевых песчинок прослеживаются в основании ятулийских отложений на южном берегу оз. Вотулма и в его юго-восточной части (выше сариолийских конгломератов и туфобрекчий), близ д. Косое Озеро и в других пунктах.

Таким образом, в описываемом районе в основании ятулийских отложений залегают различные типы базальных образований, фациально сменяющих друг друга по простиранию.

Вышележащие ятулийские кварцевые породы слагают две полосы, соединяющиеся в юго-восточной и северо-западных частях района. В составе этих образований описаны кварциты, кварцито-песчаники, аркозы, кварцевые конгломераты, кварцево-серицитовые и глинистые сланцы. Состав и строение толщи ятулийских отложений в течение ряда лет детально изучались здесь В. З. и Т. Ф. Негруца (1967), материалы которых, к сожалению, опубликованы еще не полностью. В пределах Козледокско-Вотулмского блока Т. Ф. Негруца (1967) дает следующее описание ятулийских отложений (снизу вверх), залегающих на конгломерато-вулканогенной предятулийской толще:

1. Слабо сцементированная песчано-карбонатная порода с гальками и валунами кварцевого порфира и кварца; гравелиты и песчаники, на которых лежит полуметровый пласт темно-серых волнистослоистых алевролитов. Мощность 10 м.

2. Сливные аркозовые кварцито-песчаники и гравелиты с галькой гранита, кварца и обломками алевролита. Выше — кварцево-гранитные конгломераты и аркозы. Мощность 200—250 м.

3. Разнозернистые хорошо отсортированные олигомиктовые и мономиктовые кварцито-песчаники косо- и горизонтальнослоистые со знаками ряби. Мощность 400—450 м.

4. Темно-серые сланцы по алевролитам и филлитам с прослоями серых, зеленоватых и розовых кварцито-песчаников. Характерны трещины усыхания. Мощность 300—350 м.

5. Кварцито-песчаники сливные зеленовато-серые, которые перекрываются сланцами и основными породами.

Приведенный разрез дополняется колонками еще по восьми детально изученным разрезам в западном крыле Лехтинской структуры. На основании приведенных материалов Т. Ф. Негруца делает вывод, что ятулийская осадочная толща складывается пятью макроритами, кото-

рые отвечают пяти свитам. Из них первая свита в объеме первого горизонта в описанном выше разрезе относится к нижнеятулийской серии (сегозерской), а остальные четыре принадлежат к верхнеятулийской (онежской) серии, включающей и вулканогенную толщу в ядре Лехтинской структуры.

Для сравнения разреза ятулийских отложений западного крыла этой структуры с разрезами по другим районам, изученным в ходе наших тематических работ, летом 1968 г. проведено послойное описание ятулийских образований в районе озер Михайловского — Кевятозера и Михайловского — Среднего. В результате установлено, что здесь развиты нижне-, средне- и верхнеятулийские отложения, залегающие на коре выветривания и конгломерато-брекчиях (снизу вверх) в последовательности (см. фиг. 41, 4).

### Нижний ятулий

#### 1. Осадочная подтолща, слагаемая тремя пачками.

Первая пачка начинается гравелитами и разномерными песчаниками внизу с неотчетливо выраженными слоями-ритмами (0,6—1,2 м) с пологой косой слоистостью в основании ритмов. Выше слой-ритмы (1,2—3,0 м) имеют четкие, иногда неровные, с разрывом границы и сложены разномерными полевошпато-кварцевыми песчаниками со слюдисто-карбонатным цементом. В подошве ритмов прослежены галечные прослои и серии косой параллельной слоистости. Еще выше залегают ритмичнослоистые (ритмы 1,5—2,5 м) разномерные полевошпато-кварцевые песчаники со слюдистым цементом. В кровле ритмов иногда встречены прослои кварцево-слюдистых сланцев, а в подошве — прослои гравелита, сланцевой брекчии и серии с крупной параллельной косой слоистостью. Вверх по разрезу песчаники становятся тонкозернистыми с большим количеством слюдистого материала. Мощность 230 м.

Вторая пачка сложена крупно- и среднезернистыми кварцитами и кварцито-песчаниками и мелкозернистыми с зеленоватым оттенком песчаниками. Первые слагают подошву слоев-ритмов (2—4 м), а вторые — их кровлю. Границы ритмов ровные. В подошве прослеживается крупная параллельная косая слоистость, а в кровле — горизонтальная или мелкая пологосрезающая. Мощность 200 м.

Третья пачка представлена гравелитами, а также крупно- и среднезернистыми песчаниками с карбонатным цементом в нижней части разреза. Верхняя часть пачки сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками с карбонатным цементом и подчиненно-песчано-карбонатной и карбонатной породами. Прослежены слой-ритмы (2—3 м) с неровными размытыми границами. В песчаниках выражена мелкая параллельная и пологосрезающая косая слоистость (серии в 7—10 см). Сортировка материала слабая. Состав пород кварцевый с содержанием плагиоклаза до 5%. Кровля пачки сложена серовато-зелеными глинисто-карбонатными сланцами и полевошпато-кварцевыми алевролитами с четкой горизонтальной или пологой волнистой слоистостью в 3—10 см, при этом слойки алевролита нередко по простиранию не выдержаны по мощности и приобретают чечевицеобразную форму. Мощность 120—130 м.

2. Вулканогенная подтолща представлена двумя покровами основных эффузивов, сложенных в подошве диабазом, а в кровле — мандельштейном. Мощность первого покрова 20 м, второго — 3 м.



### Средний ятулий

1. Осадочная подтолща сложена средне- и мелкозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками и алевролитами, а также песчано-слюдистыми красновато-коричневыми сланцами. В кровле — прослой гравелита. Мощность 75,0 м.

2. Вулканогенная подтолща представлена не менее чем пятью потоками различной мощности. Потоки у оз. Кевязозера сложены мелкозернистыми диабазами, порфиритами, мандельштейнами, шаровыми и пенстыми лавами. Такие же породы обнажаются у оз. Среднего. Мощность 250 м.

### Верхний ятулий

1. Пачка тонкопереслаивающихся мелкозернистых буровато-серых песчаников с карбонатным цементом и желтовато-серых и шоколадного цвета глинистых сланцев.

Обнажения верхнеятулийских пород, залегающих почти горизонтально, были описаны западнее оз. Вильямилампи и восточнее оз. Среднего выше основных эффузивов среднего ятулия. В этом районе осадочные породы отмечались ранее С. А. Дюковым и В. И. Робоненым, но стратиграфическое положение их не было определено.

Выделение нижнеятулийских основных эффузивов, среднеятулийских осадочных пород и расчленение основных эффузивов среднего ятулия на потоки проведено здесь впервые при детальном описании разреза у оз. Кевязозера, что в значительной мере уточняет строение ятулийских отложений и способствует выяснению их связи с ятулийскими разрезами в других районах Карелии.

В восточном крыле Летнеозерской (Лехтинской) структуры в районе деревень Риговарака — Шароварака наиболее детальное описание ятулийских отложений было проведено Т. Ф. Негруца (1967). Здесь выше основных и кислых пород тунгудско-надвоицкой серии и полимиктовых конгломератов описан следующий разрез (фиг. 41, 5):

1. Разнозернистые кварцито-песчаники горизонтально- и косослоистые, с рассеянной галькой кварца. Мощность 200 м.

2. Мономиктовые кварцевые гравелиты с линзами мелкогалечного конгломерата. Мощность 75—100 м.

3. Аркозовые пудинговые гравелиты и грубозернистые кварцито-песчаники. Мощность 50—80 м.

4. Крупногалечные кварцевые конгломераты с сахаровидным кварцем и с кварцево-серпичитовым цементом. Мощность 15—20 м.

5. Толща гематитсодержащих косослоистых кварцито-песчаников и кварцевых конгломератов. Мощность 100—150 м.

6. Толща зеленовато-серых, белых и розоватых кварцито-песчаников, горизонтально- и косослоистых с прослоями алевролитов и сланцевой брекчии. Мощность 100—150 м.

7. Сланцы (по алевролитам и филлитам) темно-серые, почти черные с прослоями косослоистых кварцито-песчаников. Мощность 25—30 м.

8. Конгломераты валунно-галечные кварцево-гранитные (мощность до 30 м), переходящие в аркозы. Мощность 100 м.

9. Тонкое переслаивание горизонтально-слоистых аркозов и кремнисто-карбонатных сланцев, выше — водорослевые доломиты с водорослями типа первого водорослевого горизонта (Соколов, Бутин, 1961). Мощность 25—30 м.

10. Переслаивание розовато-серых полевошпатовых кварцито-песчаников, алевролитов, частью с карбонатным цементом, гематитовых руд и глинистых доломитов. Мощность 200 м.

11. Кварцито-песчаники разнозернистые, хорошо сортированные, крупнослоистые. Мощность 30 м.

12. Сланцы темно-серые, почти черные. Мощность 120—130 м.

13. Кварцито-песчаники разнозернистые горизонтально- и косослоистые, сланцы кварцито-серицитовые, кварцево-хлоритовые, возможно туффиты. Мощность 400 м.

14. Диабазы, порфириды, мандельштейны<sup>1</sup>.

В описываемом разрезе отчетливо видна нижняя граница среднеятулийских эффузивов (горизонт 14), но определение границы между нижним и средним ятулием затруднительно, хотя она и может быть намечена ниже конгломератов (горизонт 8). Наличие в доломитах (горизонт 9) водорослей, типичных для среднего ятулия, делает это предположение правдоподобным, хотя указанная мощность горизонтов 8—13 (800 м) для среднего ятулия является явно завышенной. Наиболее молодые породы района — габбро-диабазы, и диабазы, дайки которых описаны в ряде пунктов.

В литературе давно дискутируется вопрос о тектоническом строении Летнеозерской структуры, сложенной ятулийскими породами. Одни геологи (Харитонов, 1941; Негруца, 1967 и др.) утверждали, что кварцитовые толщи образуют синклиналь с основными эффузивами в ее ядре (Летнеозерская мульда), другие (Кратц, 1963; Робонен, 1959) считали, что основные породы являются доятулийскими, и на этом основании рисовали здесь антиклинальный выступ, окруженный двумя узкими синклиналями, которые сложены кварцитами (кевятозерской и шуезерской полос). По нашим данным, полученным при пересечении мульды по маршруту оз. Среднее — оз. Вильямилампи — оз. Черное, было установлено, что ятулийские породы образуют здесь крупную синклиналь (мульду), в ядре которой располагается горст, сложенный эффузивами нижнего протерозоя. Обнажения этих пород (темно-серых афанитовых диабазов, мандельштейнов, автобрекчий) описаны восточнее оз. Вильямилампи, откуда они прослеживаются до оз. Черного. С. А. Дюков отнес их к четвертой подсвите летнеозерской свиты. Непосредственных контактов между указанными основными породами, которые смяты в складки, и осадками верхнего ятулия (обнажения их расположены западнее), залегающими полого с моноклинальным падением на восток, не встречено. Обнажения этих пород разделяет болотистая низина, по которой, судя по рисовке на геологической карте С. А. Дюкова, проходит зона тектонического нарушения.

Таким образом, тектоническое строение Летнеозерской структуры является более сложным, чем представлялось ранее. Кроме того, в краевой части крупной синклинальной структуры устанавливается наличие пологих синклиналей (у оз. Кевятозера, южнее оз. Риговаракского), а также брахиантиклиналей (между озерами Кевятозером, Средним и Михайловским, южнее оз. Риговаракского). Большое влияние на облик ятулийских складок оказали тектонические блоковые движения, в основном по линиям северо-западного простираения. Вдоль швов блоков ятулийские породы смяты в крутые приразломные складки (Вотуломская синклиналь и др.). Более подробное описание ятулийских складок сделано в работах В. И. Робонена (1958), Т. Ф. Негруца (1967).

<sup>1</sup> По нашим данным, здесь залегает не менее трех покровов.

К Летнеозерской ятулийской структуре с востока тяготеют небольшие по площади ятулийские складки, вытянутые согласно простиранию подстилающих их основных и кислых эффузивов, пара- и ортоамфиболитов и других доятулийских пород. Представляя собою эрозионные останцы широко развитой здесь ранее ятулийской толщи, эти ятулийские отложения смяты обычно в сильно сжатые, часто разбитые продольными разломами, синклинальные складки, и нередко их считают прослоями среди основных (доятулийских) пород. Однако наблюдения над косой слоистостью и ритмичностью в кварцито-песчаниках, развитых, например, в районе оз. Розалампи, выявили синклинальное («сильно сжатая синклиналь») строение в «прослое», который сложен ятулийскими осадками, развитыми здесь среди основных доятулийских пород. Подобное же строение, по данным В. И. Робонена, В. И. Коросова, М. А. Елисеева, имеют горизонты ятулийских осадков, прослеженных от восточного берега оз. Гезиярви и оз. Окуневого до восточного берега оз. Каличьеярви. В составе развитого здесь горизонта ятулийских пород, залегающих непосредственно на амфиболитизированных мандельштейнах, по данным Г. И. Яника и В. А. Шкворова, имеются неслоистые массивные кварциты, кварциты с биотитом, кварцевые конгломераты, горизонтально- и косослоистые кварциты и т. д. Общая мощность пород около 100 м.

#### РАЙОН оз. КУЙКОВАРАКА — оз. ШОБА — д. САПОВАРА

Западнее Летнеозерской структуры, отделяясь от нее полями доятулийских основных пород и гранитов, располагается вытянутая не менее чем на 50 км при ширине до 10 км полоса ятулийских отложений, прослеживаемая от д. Куйковарака<sup>1</sup> до д. Саповара. При сопоставлении разрезов по отдельным участкам этой полосы (участки у озер В. Шоба, Н. Шоба и д. Саповара) удастся воссоздать почти полный разрез развитых здесь ятулийских образований. Ятулийские отложения в районе оз. Н. Шоба, по данным В. З. Негруца, залегают на гранитах, имея в основании древнюю кору выветривания (серицитизированные полевые шпаты и пр.), а в районе д. Куйковарака они перекрывают полимиктовые конгломераты, которые лежат на доятулийских основных породах.

#### Нижний ятулий

Нижнеятулийские отложения (фиг. 41, 2) наиболее полно обнажаются по северо-восточному берегу оз. Н. Шоба, откуда прослеживаются до д. Саповара, где они подсечены буровыми скважинами. В районе оз. Н. Шоба по обнажениям описаны (снизу вверх):

1. Пачка светло-зеленых неравномернозернистых аркозов (со значительным количеством серицита и хлорита) с прослоями кварцевых гравелитов. Мощность более 300 м.

2. После 300-метрового перерыва пачка кварцито-песчаников средне- и мелкозернистых, светло-серых, желтовато-серых, зеленовато-серых, тонкогоризонтальнослоистых, иногда с косослоистыми сериями. Мощность 400 м.

В районе д. Саповара скважинами пересечена 500-метровая толща переслаивающихся зеленовато-серых серицито-кварцевых песчаников,

<sup>1</sup> В южном направлении на простирании этой полосы ятулийские породы прослеживаются в районе оз. Березовского.

серых кварцито-песчаников и коричневых филлитов. Породы часто тонко рассланцованы. Слоистость в породах горизонтальная, лишь отдельные горизонты кварцитов обладают косой слоистостью. Подстилает нижнеятулийские осадки на этом участке толща эффузивных диабазов сумия мощностью около 600 м, однако все вскрытые контакты между этими образованиями имеют тектонический характер.

### Средний ятулий

К среднему ятулию принадлежат осадочные и вулканогенные образования, обнажающиеся в северной части оз. Н. Шоба, в районе д. Саповара и на южном берегу оз. В. Шоба.

Граница между ниже- и среднеятулийскими отложениями, где не развиты основные эффузивы, проводится условно по горизонту сланцевых брекчий мощностью до 1 м. Последние прослежены на северном берегу оз. Н. Шоба более чем на 300 м по простираанию, а также подсечены скважинами на Саповарском участке. Брекчия сложена остроугольными и окатанными обломками зеленых тонкозернистых сланцев в песчанистом цементе. Эти брекчии залегают выше тонкослоистых кварцито-песчаников и для развитых в этом районе нижнеятулийских отложений не характерны. Выше сланцевой брекчии по почти непрерывным обнажениям по берегам оз. Н. Шоба и р. Шоба (у ее истока) был описан следующий разрез:

1. Кварцито-песчаники светло-серые ритмичнослоистые. В подошве ритмов, имеющих мощность до 5 м, залегают более крупнозернистые кварцито-песчаники без видимой слоистости, выше (слагая до 70% объема ритма) — тонкогоризонтальнослоистые кварцито-песчаники, а в кровле — кварцито-песчаники с серицитовым цементом. Мощность 25 м.

2. Филлиты темно-серые с прослойками песчаника. Мощность 3,0 м.

3. Кварцито-песчаники, аналогичные кварцито-песчаникам горизонта 1. Мощность 20 м.

4. Пласт переслаивания темно-серых и буровато-серых филлитов, песчаников с карбонатным цементом, розовых, бурых песчанистых доломитов, песчаников розовых разнозернистых косослоистых. В составе этого горизонта описаны ритмы мощностью до 3 м, в подошве которых залегают косослоистые разнозернистые песчаники, выше — филлиты с песчанистыми прослойками и в кровле — филлиты с прослоями карбонатных пород и слюдисто-карбонатные породы. Мощность 30 м.

Далее в обнажениях с перерывами прослеживаются филлиты, тонкослоистые песчаники, в том числе с карбонатным цементом. Выше этих пород залегают основные породы, характерные для среднего ятулия.

В районе д. Саповара среднеятулийские образования, залегающие непосредственно под эффузивами основного состава, пересечены несколькими скважинами в разных частях участка. В центральной части участка скважиной вскрыта более чем 80-метровая толща переслаивающихся между собой кварцитов и кварцито-песчаников, сланцев с порфиробластами доломита. В основании этой толщи залегает пласт (мощность 1,0 м) кварцито-песчаников с редкими угловатыми обломками темно-серых сланцев (сланцевая брекчия). Здесь же встречены прослои амфиболо-биотито-хлоритовых сланцев — туффитов — рассланцованных тонкослоистых пород. Такие же туффиты были подсечены в северо-западной части Саповарского участка, где они имеют мощность около 6,0 м. Выше их залегают:

1. Песчаник кварцево-слюдистый среднезернистый серого и темно-серого цвета. Мощность 10,5 м.



2. Тонкорассланцованный филлит темно-серого цвета, иногда с шоколадным или зеленоватым оттенком. Участками порода ритмично слоистая (чередование слоев песчаника, алевролита и филлита), мощность отдельных ритмов колеблется от 0,5 см до десятков сантиметров. Мощность 14,8 м.

3. Светло-серый с зеленоватым оттенком серицито-кварцевый песчаник, мелкозернистый, рассланцованный. Мощность 6,6 м.

4. Песчаник полевошпато-серицито-кварцевый, серый, мелкозернистый, рассланцованный. Мощность 36,3 м.

5. Переслаивание мелкозернистых кварцевых и кварцево-серицитовых песчаников и среднезернистых кварцитовидных песчаников. Мощность 5,7 м.

6. Переслаивание биотито-хлоритовых, биотито-амфиболо-плагноклазовых, биотито-кварцевых и кварцево-хлоритовых сланцев (переслаивание туфопесчаников, туфосланцев и диабазов). Мощность 1,2 м.

Выше залегают основные эффузивы среднего ятулия.

По обнажениям на берегах оз. В. Шоба был описан разрез (см. фиг. 41, 3) среднеятулийских отложений, которые при довольно пологом залегании подверглись интенсивному вертикальному рассланцеванию:

1. Песчаники светло-серые, серовато-белые мелкозернистые со слюдисто-карбонатным цементом. В них заметна неотчетливая горизонтальная слоистость. Мощность более 10 м.

2. Филлиты светло-серые, пепельно-серые, буроватые с нечеткой тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность 3 м.

3. Переслаивание белого и зеленовато-серого кварцита (мощность слоев до 10 см), среднезернистого песчаника с карбонатным цементом и песчано-слюдистого сланца. Мощность 3 м.

4. Кварциты и кварцито-песчаники, разнозернистые, горизонтально-слоистые с редкими маломощными косыми однонаправленными сериями. Мощность 2,5 м.

5. Основные эффузивы.

Таким образом, принимая за нижнюю границу среднего ятулия горизонт сланцевых брекчий и горизонт туфитов, можно считать, что мощность среднеятулийских отложений в этом районе 170—190 м (в западной части до 70 м).

В районе д. Саповара, на южном берегу оз. В. Шоба и южнее озера, установлено непосредственное залегание среднеятулийских эффузивов на осадках. В обнажениях на берегу оз. В. Шоба на скарнированных (хлоритизированных и биотитизированных) кварцито-песчаниках залегают:

1. Первый поток, который начинается мелкозернистыми зеленовато-серыми диабазами с зонами эпидотизации, имеет в центре порфириты среднезернистые с газовыми пузырями, в кровле — мандельштейны с эпидотовыми миндалинами в основании. Общая мощность потока 70 м.

2. Второй поток имеет в основании мелкозернистые зеленовато-серые диабазы с участками эпидотизации, которые выше сменяются диабазами более крупнозернистыми со шлирами порфирита, в кровле — мандельштейнами (1,5 м). Мандельштейны сложены овальными и неправильной формы миндалинами с хлоритом, кальцитом, биотитом, эпидотом. Мощность потока 30 м.

3. Третий поток (после 1,5 м перерыва) начинается мелкозернистыми диабазами с обильными обособлениями эпидота и с редкими газовыми пузырями (мощность 5 м), выше — диабазы со шлирами порфиритов и в кровле потока 5-метровая мандельштейновая зона

с биотитовыми и эпидотовыми минералами в афанитовой основной массе.

Далее следует четвертый поток, а всего в этом разрезе основных пород, ранее нерасчлененных, устанавливается не менее восьми потоков.

В районе д. Саповара эффузивы среднего ятулия были полностью пересечены скважинами на нескольких профилях. Имея общую мощность около 350 м, эффузивы четко подразделяются на 13 потоков, сложенных диабазами, порфиритами, мандельштейнами. Многие потоки разделены слоистыми породами, в составе которых, наряду с кластическим материалом (окатанные и плохо окатанные зерна кварца), присутствует и туфовый материал. Мощность отдельных покровов колеблется от 2,5 до 56 м, при этом наименьшую мощность имеют первые и последние потоки.

### Верхний ятулий

Верхнеятулийские отложения известны в этом районе пока только на участке д. Саповара, где они были пересечены скважинами. Здесь, на диабазах, вскрыт следующий разрез (снизу вверх):

1. Переслаивание бурых сланцев с карбонатно-песчанистыми сланцами.

2. Песчаник мелкозернистый серовато-бурый с серицито-карбонатным цементом, тонкослоистый. Мощность 12 м.

3. Кварцито-песчаник светло-серый с небольшим количеством карбонатного цемента, с редкими прослоями бурых и вишневых глинистых сланцев. Мощность 25 м.

4. Переслаивание (тонкое) песчаников с карбонатным цементом и серых, коричнево-серых серицитовых и серицито-карбонатных сланцев. Мощность 15 м.

5. Известняки доломитовые серовато- и розовато-белые. Мощность 2,0 м.

6. Доломиты разномзернистые тонкослоистые, песчанистые, бурые, красные, коричневые с прослоями сланцев, со стилолитами. Мощность 75 м.

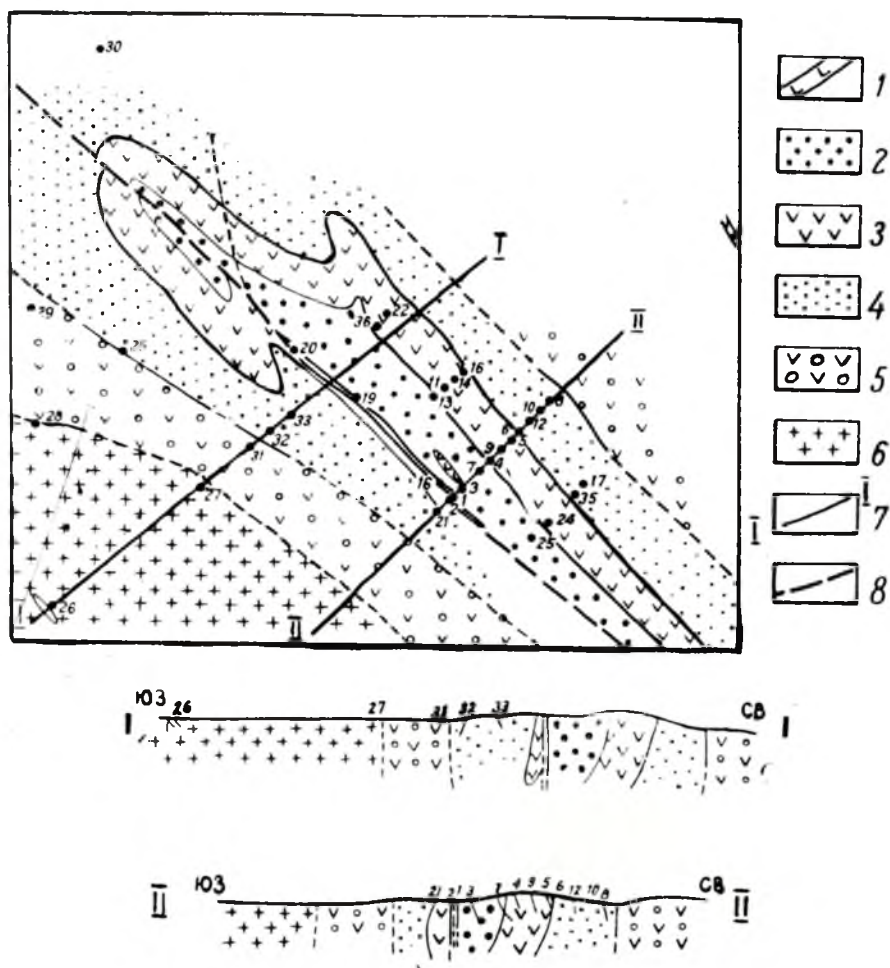
7. Сланцы серые, буро-красные, зеленые с прослоями карбонатных сланцев. Мощность 25 м.

8. Сланцевая брекчия пестроокрашенная с песчано-слюдисто-карбонатным цементом. Мощность 20,0 м.

Осадочные породы ятулия секутся габбро-диабазами.

При слабой обнаженности и неравномерной изученности района можно говорить лишь об отдельных деталях тектоники ятулийских отложений в этом районе. Так, на Саповарском участке установлено, что ятулийские отложения слагают сильно сжатую синклинальную складку, которая замыкается севернее д. Саповара и разбита крупной косопроходной зоной тектонического нарушения. По разлому (с амплитудой больше мощности ятулийских отложений) взброшено и эродировано юго-западное крыло синклинали (фиг. 42). На один гипсометрический уровень с верхнеятулийскими отложениями здесь выведены доятулийские вулканогенные толщи, которые вскрыты скважинами юго-западнее д. Саповара и обнажаются на урочище Каменное южнее р. Шоба. Оперяющими разломами ятулийские отложения разбиты еще на несколько блоков с небольшими амплитудами перемещений. Северо-восточное крыло синклинали с крутым залеганием (от 60 до 90°) прослеживается до южного конца оз. Н. Шоба. На участке оз. В. Шоба ятулийские отложения залегают в целом очень полого, осложняясь волнистыми склад-

ками шириной 5—10 м. Породы интенсивно рассланцованы в вертикальной плоскости. В южной части озера описана антиклинальная складка с пологим погружением оси на юго-юго-восток. В ядре антиклинали залегают среднеятулийские отложения, которые погружаются под основные эффузивы. В юго-юго-восточном направлении при ундуляции оси складки (воздымании и погружении ее) прослеживаются то широкие поля среднеятулийских эффузивов, то подстилающие их кварцито-песчанистые толщи, которые имеют как пологое, так и крутое залегание.



Фиг. 42. Геологическая схема района д. Саповара (составил Ю. Ф. Стариков).  
1 — габбро-диабазы; 2 — осадочные породы верхнего ятулия; 3 — основные эффузивы; 4 — осадочные породы среднего и нижнего ятулия; 5 — основные эффузивы сумия; 6 — граниты, гнейсо-граниты; 7 — линии разрезов; 8 — тектонические зоны.

#### РАЙОН Д. ГАЙКОЛЯ — Д. КЕПА

Севернее д. Саповара на большой площади между озерами Нижним и Средним Куйто — с запада и оз. Шомбозером — с северо-востока работами Т. И. Амоновой, А. А. Никольского и других было установлено широкое площадное развитие ятулийских отложений, которые ранее выделялись здесь лишь в виде узких полос (в районе озер Перме и Ожиярви). Ятулийские отложения, выделенные в составе второй и третьей

подсвет летнеозерской свиты, с угловым несогласием перекрывают слю-  
дистые песчаники и полимиктовые конгломераты первой подсветы, т. е.  
отложения сариолия (у оз. Ожиярви), а также амфиболиты и диабазы  
тунгудской свиты. Непосредственные контакты описаны по горным вы-  
работкам и керну скважин. На основании сопоставления 16 частных  
разрезов по скважинам, дополненных описанием обнажений и горных  
выработок, Т. И. Амоновой и А. А. Никольским был установлен сводный  
разрез второй подсветы, расчлененной на три ритмо-пачки, каждая из  
которых, в свою очередь, делится на три-четыре горизонта (см. фиг.  
41, 1).

Нижняя пачка мощностью до 200 м установлена на участке Ожи-  
ярви, у оз. Титалампи, по р. Кемь и в других местах. В составе пачки  
выделены три горизонта (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся между собою кварцевые конгломераты, граве-  
литы и кварцито-песчаники. Мощность 40,0 м.

2. Разнозернистые кварцито-песчаники, переслаивающиеся с пласта-  
ми алевролитов, кварцево-серицитовых, хлорито-кварцевых и других  
сланцев. Мощность 56 м.

3. Кварцево-серицитовые сланцы, алевролиты с прослойками песча-  
ника с карбонатным цементом. Мощность 89,0 м.

Средняя пачка, имеющая мощность 105 м, описана на участке Пер-  
ме — Ожиярви и подсечена рядом скважин. В ее составе установлены три  
горизонта:

1. Кварцево-полевошпатовые кварцито-песчаники, разнозернистые,  
неяснослоистые, выше появляются алевролиты, кварцево-серицитовые  
сланцы с прослоями песчаников. Мощность 37,0 м.

2. Переслаивающиеся между собою (два цикла) песчаники и слю-  
дистые алевролиты. Мощность 31,0 м.

3. Разнозернистые кварцито-песчаники, частью полевошпатовые  
и с карбонатным цементом. Мощность 37,0 м.

Верхняя пачка представляет два трансгрессивных ритма от песча-  
ников к алевролитам и от песчаников до доломитов, в соответствии  
с этим она разбита на четыре горизонта:

1. Кварцито-песчаники, частью аркозовые, турмалинсодержащие, се-  
рого, зеленовато-серого, белого цвета. Мощность 51 м.

2. Кварцито-песчаники с прослоями алевролитов зеленовато- и тем-  
но-серых; в основании горизонта прослой кварцевого гравилита. Мощ-  
ность 17,0 м.

3. Кварцито-песчаники мелкозернистые, сильно карбонатизирован-  
ные. Мощность 40 м.

4. Разнозернистые карбонатизированные (с карбонатным цементом)  
песчаники, содержащие прослой песчаных доломитов, и доломиты  
серого цвета с розоватым оттенком. Мощность 40,0 м.

Этими породами венчается разрез осадочных образований ятулия,  
а выше залегают зеленокаменные породы третьей подсветы летнеозер-  
ской свиты, в составе которой преобладающими являются альбитовые  
и актинолитовые мелкозернистые диабазы, диабазовые порфири-  
ты, частью миндалевидные, вулканические брекчии, а также метаморфиче-  
ские производные этих пород: актинолитовые, актинолито-хлоритовые,  
альбито-хлоритовые и другие сланцы. Толща эффузивов сечется аль-  
бито-амфиболовыми габбро-диабазами, альбититовыми габбро-диаб-  
азами, альбититами и мелкими интрузиями ультраосновных пород. Мощ-  
ность основных пород не установлена, а по геофизическим данным не  
менее 500 м. Непосредственные контакты основных пород с осадочными  
отложениями неизвестны. Судя по составу пород и их положению в раз-



резе, образования двух описанных подсит могут сопоставляться с ниже- и среднеятулийскими образованиями из других районов. Образования «гайкольской» свиты, представленные осадочно-туфогенной и вулканогенной подсвитами, которые Т. И. Амозова относит к самым верхним горизонтам протерозоя, на наш взгляд, принадлежат к сариолию. Их более молодое, чем ятулий, стратиграфическое положение не доказывается фактическим материалом.

К северо-востоку от основной площади развития ятулийских отложений на участке Кепа — Гайколя в районе оз. Шомбозера, по данным В. И. Робонена (1960), ятулийские отложения слагают несколько полос северо-западного простирания. Длина этих полос 6—40 км при ширине от 0,2 до 2,0 км. Ятулийские породы несогласно перекрывают нижепротерозойские породы парандовской и тунгудской серий (биотито-гранатовые сланцы и гнейсы, пересеченные гранитами, метадиабазы, амфиболиты) и гранитоиды архея.

Непосредственные контакты ятулийских пород с подстилающими их гранитами и биотито-гранатовыми сланцами описаны в западной части юго-западной полосы ятулийских пород. В основании ятулия залегают аркозовые (слюдисто-полевошпато-кварцевые) и слюдисто-гранатовые сланцы (мощность 2—4 м), сменяющие друг друга по простиранию. Аркозовые сланцы перекрывают граниты, а слюдисто-гранатовые сланцы залегают на биотито-гранатовых сланцах и гнейсах. Здесь отчетливо видна зависимость состава базальных отложений ятулия от состава подстилающих пород. Не исключена возможность, что аркозовые и слюдисто-гранатовые породы являются древней корой выветривания доятулийских пород. Выше в разрезе залегают:

1. Кварциты. Мощность 3—4 м.
2. Кварцевые конгломераты. Мощность 0,2—0,5 м.
3. Слюдисто-кварцевые сланцы. Мощность 4 м.
4. Кварцито-песчаники. Мощность более 20 м.

В районе высоты Кивиринта установлено, что ятулийские слюдисто-кварцевые сланцы и вышележащие кварцито-песчаники, общей мощностью более 300 м, несогласно перекрывают метадиабазы тунгудской серии. На северном берегу оз. Б. Шуо описано залегание аркозовых сланцев и кварцито-песчаников на гранитах. На юго-восточном берегу оз. Шомбозера установлено, что на амфиболитах залегают кварцево-биотито-амфиболовые сланцы (мощность 0,8—1,0 м), которые сменяются метровым слоем кварцито-песчаников с тонкими прослоями, обогащенными биотитом, и еще выше — кварцито-песчаниками.

Исследованиями Ю. С. Воинова и Ю. Б. Богданова было установлено залегание кварцитов ятулийского типа на коре древнего выветривания мигматизированных биотитовых гнейсов (северный берег оз. Шуо к северо-востоку от г. Куккаракума и т. д.) беломорского комплекса. Факт залегания ятулийских кварцевых пород на образованиях беломорского комплекса особо подчеркивает Л. Я. Харитонов (1966).

В. И. Робонен считает, что ятулийские породы слагают узкие синклинальные складки, несогласно перекрывающие структуры нижнепротерозойских пород. Для ятулийских структур характерно асимметричное строение с крутым (60—70°) падением одного крыла и пологим (15—20°) падением другого. Наблюдались опрокинутые изоклинальные складки. Описаны разрывные нарушения, с которыми связаны зоны интенсивного рассланцевания кварцитов.

Следует отметить, что С. А. Дюков, В. З. Негруца, Т. И. Амозова, А. А. Никольский и другие геологи считают, что кварциты, развитые на контакте с биотитовыми гнейсами, перекрываются основными породами

(амфиболитизированными эффузивами), и на этом основании относят часть кварцитов к тунгудско-надвоицкому комплексу нижнего протерозоя.

Северо-западнее оз. Шомбозера ятулийские кварцито-песчаники были описаны в районе пос. Кизрека, а также у дороги Ухта — Софпорог (по устному сообщению В. А. Поповой). Они слагают здесь небольшие по площади обнажения и детально изучались.

#### РАЙОН ОЗ. ПАНАЯРВИ — ОЗ. КУОЛАЯРВИ

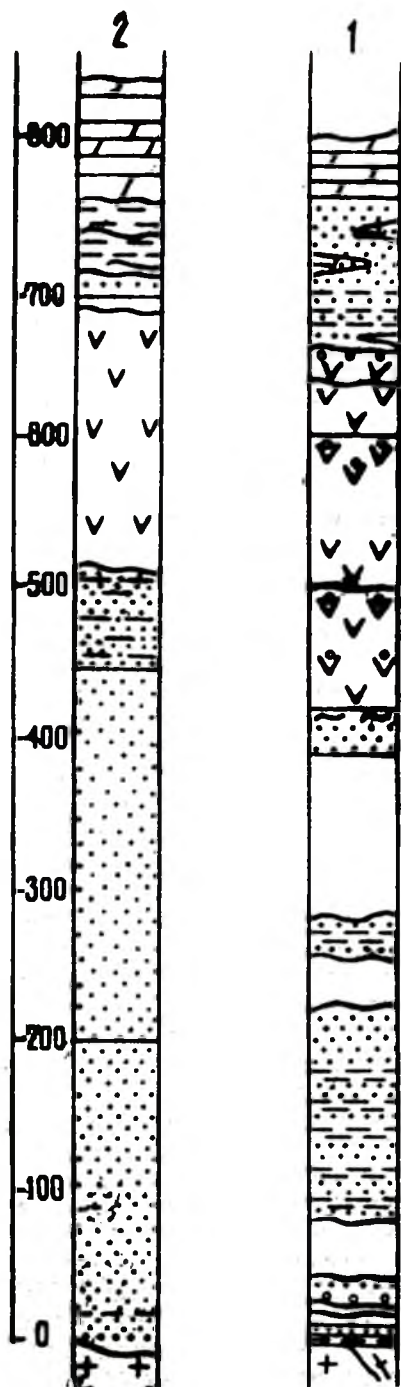
В этом районе располагается одна из крупнейших площадей распространения протерозойских образований, протягивающихся на 120 км при ширине полосы до 30 км.

Изучением района занимались многие исследователи (Н. А. Волотовская, Г. А. Поротова, О. Н. Анищенко, В. В. Яковлева и С. И. Зак, К. О. Кратц и О. А. Рийконен, В. И. Шмыгалева, Р. М. Шмыгалева и Э. В. Мурова, Г. В. Макарова, А. С. Воинов и др.), но до сих пор некоторые вопросы стратиграфии тектоники протерозоя остаются здесь дискуссионными. Неравномерная обнаженность и чрезвычайно интенсивное проявление разновозрастных глыбовых движений в этой сейсмически активной области затрудняют расшифровку геологического строения территории<sup>1</sup>. Неоднозначно решается вопрос и об объеме ятулия, ибо нередко в его состав включаются заведомо доятулийские отложения (например, часть карбонатных пород, зеленокаменные и другие толщи), которые местами надвинуты по разломам на ятулийские кварцитовые толщи.

Ятулийские отложения развиты в описываемом районе неравномерно и участками спорадически. Наиболее широко они распространены по южному берегу оз. Панаярви, где имеют субширотное простирание. Такое же простирание ятулийские отложения имеют в восточной части северного берега оз. Панаярви, откуда, однако, окаймляя выступы доятулийских пород, они прослеживаются в северо-восточном направлении восточнее оз. Соваярви, а затем севернее в виде полос субмеридионального простирания с перерывами протягиваются до района пос. Куолаярви. В ряде участков отмечаются тектонические контакты ятулийских отложений с другими породами (южнее оз. Панаярви, район озер Пюхяярви, Ниваярви и т. д.), и это затрудняет установление стратиграфической последовательности отложений. Поэтому в процессе наших исследований особое внимание было обращено на описание разреза ятулийских отложений в участках их наиболее полного развития.

Разрез ятулия, в составе которого здесь выделены ниже- и среднеятулийские отложения (фиг. 43), начинается древней корой химического выветривания и конгломератами с карбонатным цементом, которые залегают на гнейсо-гранитах и других доятулийских породах. Так, в районе оз. Туттиярви, по данным К. О. Кратца и В. И. Шмыгалева, наблюдается постепенный переход от архейских гнейсо-гранитов к грубозернистым аркозам с «очковой» текстурой, аркозовым сланцам и выше к кварцитам. Подобные переходы отмечены М. А. Гиляровой (1968) еще в ряде пунктов. В районе р. Мянтью-Йоки на нижнепротерозойских рассланцованных основных породах залегают зеленые сланцы, а выше — породы смешанного состава, состоящие из угловатых обломков основных пород в кварцево-серицитовом цементе. По мнению О. С. Сухановой и В. И. Шмыгалева, это древняя кора выветривания. Выше залегают кварцито-песчаники.

<sup>1</sup> Это положение хорошо разбирается в работе М. А. Гиляровой (1968).



Фиг. 43. Геологическая колонка ятулийских отложений района оз. Панаярви (1) и р. Кеми, Финляндия (2). (условные обозначения см. на фиг. 41).

К числу базальных отложений ятулия, по-видимому, следует относить и пачку пород, разрез которой вскрыт на южном берегу оз. Панаярви в районе бывшего хутора Леппеля. Здесь В. И. Шмыгалева, а затем Л. П. Галдобина описали следующий разрез (снизу вверх):

1. Конгломерат в основании массивный, а выше сильно рассланцованный, с гальками (до 12 см) гнейсогранита, кератофира, основных пород в карбонатизированном слюдисто-кварцевом цементе. Мощность 3,5 м.

2. Кварцито-песчаник крупнозернистый с карбонатным цементом. Мощность 0,2 м.

3. Конгломерат, аналогичный конгломерату интервала 1. Мощность 1,15 м.

4. Переслаивание разнозернистых песчаников с карбонатным цементом, серицито-кварцевых сланцев, доломита. Мощность 14 м.

Выше залегают кварцито-песчаники и кварциты. Все описанные породы похожи на раннеятулийские отложения района Сегозера, Вотулмы и других (по наличию значительного количества седиментогенного карбоната, характеру слоистости, составу пород и т. д.).

### Нижний ятулий

В составе нижнего ятулия в характеризуемом районе описаны осадочная и вулканогенная подтолщи.

Осадочная подтолща нижнего ятулия, которой соответствуют первая и вторая подсвиты соваярвинской свиты (по В. И. Шмыгалева) и первый осадочный горизонт (по М. А. Гиляровой), имеет широкое развитие в районе оз. Панаярви, восточнее оз. Соваярви и в меридиональной полосе развития ятулийских отложений.

Описание разреза нижнего ятулия в обнажениях на южном берегу оз. Панаярви, у оз. Юрхемия и оз. Ниваярви показывает, что мощность отложений меняется в пределах от 100 до 500 м. В основании нижнего



ятулия, на базальных отложениях, как отмечал В. И. Шмыгалеv при описании второй подsvиты, залегает пачка кварцито-песчаников с прослоями серицито-карбонатно-кварцевых сланцев и кварцевых конгломератов, а выше пачка серицито-карбонатно-кварцевых сланцев с прослоями кварцитов. Указанная последовательность выдерживается в разрезах района оз. Панаярви. Кварцито-песчаники характеризуются разнозернистостью в разных слоях, светло-серым, розовато-серым цветом, наличием полевошпатовых прослоев и серицито-кварцевым, а иногда серицито-карбонатно-кварцевым цементом. Кварциты — сливные бесполевошпатовые породы светлых оттенков — образуют маломощные прослои. В пластах кварцито-песчаников отмечаются тонкая горизонтальная слоистость, наличие косослоистых серий с пологим однонаправленным падением слоев. В пластах переслаивания кварцито-песчаников со сланцами отмечается ритмичное строение. В ритмах мощностью 1,5—4,0 м подошва сложена более крупнозернистыми кварцито-песчаниками, часто с косыми сериями; выше залегают мелкозернистые горизонтально-слоистые кварцито-песчаники, которые к кровле постепенно переходят в серые, бурые, фиолетовые серицито-кварцевые тонкослоистые сланцы. Ритмичное строение отложений отчетливое, например, в обнажениях русла ручья с водопадом на южном берегу оз. Панаярви, западнее бывшего хутора Корпеля. Серицито-кварцевые, кварцево-серицитовые сланцы и такие же сланцы с разным количеством карбоната, занимающие значительный объем в составе нижнего ятулия, представляют собою тонко- и мелкозернистые породы серого, темно-серого, бурого, розовато-коричневого, фиолетового цвета, обычно с тонкой слоистостью. Слоистость особенно хорошо выражена при наличии песчаных прослоев, когда образуются тонкоритмичнослоистые пласты. Среди сланцев В. И. Шмыгалеv описаны гематитовые прослои с количеством гематита до 3%. В сланцах встречаются зоны дробления, в которых сланцевые остроугольные обломки (тектоническая брекчия) цементируются кварцем, альбитом, карбонатом. Трещины, оперяющие зоны разломов, также заполняются этими же минералами. Розовый крупнокристаллический альбит совместно с кварцем в жилах мощностью до 50 см в условиях плохой обнаженности очень легко принять за пегматитовые жилы. Поэтому все случаи нахождения в ятулийских кварцитах и сланцах «пегматитовых» жил требуют самой тщательной проверки.

В районе озер Нилуттиярви, Яварруярви, Кайярви, Ниваярви, Пюхярви нижнеятулийские отложения, представленные таким же набором пород, как и у оз. Панаярви, с большим количеством темно-серых кварцитов приурочиваются к контакту гнейсо-гранитов и нижнепротерозойских образований. В этой тектонически активной зоне наблюдается сильное рассланцевание и милонитизация осадков. Кварцито-песчаники и песчаники со слюдяным цементом участками превращены в слюдинокварцевые сланцы (милониты), и лишь реликты слоистых, в том числе и косослоистых, текстур указывают на их кварцито-песчаниковую природу. Сланцы участками хлоритизированы. В кровле нижнего ятулия залегает вулканогенная подтолща, разрезы которой описаны на южном берегу оз. Панаярви, оз. Ниваярви и других участках. На южном берегу оз. Панаярви выше кварцито-песчаников описан следующий разрез (снизу вверх):

1. Туфосланцы. Мощность 2,0 м.

2. Первый покров, в основании которого залегают мелко- и среднезернистые диабазы, а в кровле мандельштейны. Средняя часть потока не обнажена. Мощность 40 м.



3. Туфосланцы. Мощность 5,0 м.

4. Второй поток, подошва которого сложена диабазами (15 м); выше — порфиры (35 м), в кровле — мандельштейны (20 м). Мощность 90 м.

5. После перерыва в 15 м залегают диабазы, а выше — порфиры третьего потока видимой мощности 20 м.

Таким образом, мощность неполного разреза вулканогенной подтолщи здесь равна 150—176 м.

В районе оз. Ниваярви (обн. 512) выше кварцито-песчаников описан следующий разрез (снизу вверх):

1. Первый поток, сложенный в основании диабазами (40 м), выше — порфиритами (30 м) и в кровле — мандельштейнами (5,0 м). Мощность 80,0 м.

Этот поток залегает выше кварцито-песчаников и отделяется от них слоем биотитовых сланцев (туфосланцев) мощностью 2,0 м.

2. Второй поток. В основании — порфиры, в кровле — мандельштейны. Мощность 90,0 м.

3. Третий поток, который сложен диабазами и выше — порфиритами. Мощность 30,0 м.

4. Четвертый поток, в разрезе которого видна последовательность: диабазы, порфиры, мандельштейны. Мощность 20,0 м.

Выше залегают осадочные породы среднего ятулия. Таким образом, здесь установлена мощность нижнеятулийских эффузивов около 220 м.

Изучение вулканогенных образований района находится еще в начальной стадии, но проведенное здесь впервые расчленение подтолщи на составляющие ее покровы открывает большие возможности для уточнения геологических особенностей района. Тем более что на имеющихся геологических картах здесь обычно показываются нерасчлененные и преимущественно интрузивные основные породы.

### Средний ятулий

Образования среднего ятулия, согласно перекрывающие вулканы нижнего ятулия, с достоверностью выделены только в двух участках: в западной части южного берега оз. Панаярви и в районе оз. Ниваярви. Картирование пород среднего ятулия, а значит прослеживание их на площади, пока не проведено, и поэтому данных о пространственном распространении этих образований очень мало. В районе Ниваярви выше вулканитов был установлен следующий разрез среднеятулийских отложений. После полуметрового перерыва выше рассланцованных мандельштейнов залегают:

1. Туфопесчаники и туфоалевролиты — темно-серые и зеленовато-серые мелкозернистые породы с горизонтальной пачечной ритмичной слоистостью. Ритмичные слои 5—20 мм чередуются со слоями 1—5 мм. В подошве слойка средне- и мелкозернистые туфопесчаники, в кровле — туфоалевролиты. Среди них встречаются прослойки карбонатсодержащих пород. Мощность 5,5 м.

2. Карбонатная порода с новообразованиями актинолита, разнозернистая, грязно-зеленовато-серая. Мощность 1,5 м.

3. Переслаивание средне- и мелкозернистых тонкогоризонтально-слоистых песчаников, имеющих разное количество слюдисто-карбонатного цемента, с песчаниками, содержащими эпидот, туфопесчаниками, алевролитами. Преобладают песчаники с карбонатно-слюдистым (серпидит, хлорит) цементом и алевролиты. Породы имеют светло-серый, зеле-

новато-серый, темно-серый цвет. Часто интенсивно пльчатые, содержат звездочки актинолита. Мощность 40,0 м.

4. Песчаники мелкозернистые, розовато-серые, светло-коричневые со стяжениями (конкрециями) розоватого доломита (размером до 1 см) овальной формы. Цемент песчаников чаще карбонатный. Слоистость тонкая, горизонтальная, чередующаяся с косослонистыми сериями с пологим однонаправленным или мульдобразным расположением слоев. Мощность серий 0,2—0,6 м. Песчаный материал в этих сериях более крупнозернистый. Мощность 48,0 м.

5. После 10-метрового перерыва кварцито-песчаники средне- и мелкозернистые, светло-серые и розовато-серые. В основании тонкогоризонтально-слоистые, а выше — с косыми перекрывающимися мульдобразными мелкими косыми сериями. Мощность 15,0 м.

6. После 15-метрового перерыва доломиты<sup>1</sup> разнозернистые, светло-серого, розоватого цвета, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой часто кварцевыми прослойками. Мощность 30,0 м.

Доломиты секутся дайкой габбро-диабазов, в экзоконтакте с которыми образуются актинолитовые скарны. Карбонатные породы описанного (ятулийского) типа, т. е. доломитового состава с прослоями и желваками кварца, белые, серые, розовые, красные, были отмечены еще в ряде участков (район оз. Пюхьярви, Илим-Курсуярви и т. д.), где они литологически резко отличаются от карбонатных пород, развитых в районе Сояярви, Каутисъярви и других. Последние имеют большое сходство с карбонатными породами нижнего протерозоя, и поэтому отнесение их к ятулию, как это делает В. И. Шмыгалева (его третья под-свита), по-видимому, не оправдано. Тем более что в ряде участков наблюдается угловое несогласие между такими карбонатными и ятулийскими отложениями.

В районе оз. Панаярви к среднему ятулию отнесена пачка разнозернистых светло-серых кварцито-песчаников, имеющих карбонатный цемент, с мульдобразной и другого типа косой слоистостью. Эти породы залегают выше эффузивов нижнего ятулия. Ятулийские отложения секутся дайками и силлами габбро-диабазов.

Описанными среднеятулийскими карбонатами венчается известный в этом районе разрез ятулийских отложений. Развитые в меридиональной полосе протерозоя толщи основных эффузивов с горизонтами филлитов, конгломератов и других пород не имеют четко установленной геологической позиции. В. И. Шмыгалева относит эти образования к панаярвинской свите нижнего протерозоя, М. А. Гилярова (1968), наоборот, поднимает их в стратиграфическом разрезе выше ятулия и параллелизует с суйсарскими образованиями. Отсутствие пока достаточно обоснованных фактических материалов заставляет считать этот вопрос открытым.

Как уже отмечалось, наибольшее площадное развитие ятулийские отложения имеют в районе оз. Панаярви, где они образуют грабен-синклиналь. В северном крыле ятулийские породы несогласно перекрывают доятулийские образования, а южное крыло тектонической структуры разбито разломом, по которому взброшены гнейсо-граниты. Разлом заполнен габбро-диабазами. Ятулийские отложения грабен-син-

<sup>1</sup> Интересно отметить, что в районе р. Кёми (Финляндия) М. Ньтте (1949) описан подобный же разрез ятулийских пород (кварциты — до 600 м; основные эффузивы — 100 м; кварциты, туффиты, сланцы, розовые доломиты), где в доломитах были найдены строматолиты. Судя по фотографиям (Ньтте, 1953), они имеют большое сходство со строматолитами среднего ятулия из района Райгубы в Прионежье. (Прим. ред.)

клинали слагают серию вытянутых в субширотном направлении синклинальных и антиклинальных складок, иногда с ундуляцией их оси. Синклинали здесь широкие, асимметричные. Северные крылья их обычно пологие ( $10-30^\circ$ ), тогда как южные — крутые ( $70-80^\circ$ ), часто запрокинутые. В ядрах синклиналей залегают основные эффузивы. Антиклинали более узкие и соответственно также асимметричны. Оси антиклиналей, как правило, разбиты разломами, заполненными габбро-диабазами. От северного берега оз. Панаярви почти под прямым углом ответвляются вытянутые в общем на северо-восток узкие синклинали, обрамляющие широкие брахиантиклинали — выступы доятулийских пород — Раакку-тунтури и Мянттү-тунтури. Синклинали, заполненные ятулийскими породами, прослеживаются на десятки километров. Описание тектоники этих участков дано в работе М. А. Гиляровой (1968). В меридиональной полосе протерозойских образований ятулийские отложения сохранились от эрозии преимущественно в зоне сочленения нижнепротерозойских пород с гнейсо-гранитами. Ятулийские породы образуют здесь вытянутые в субмеридиональном направлении в основном синклинальные складки различной морфологии с моноклинальным пологим западным падением, а также флексуры и изоклинальные складки. На формирование облика складок значительное влияние оказали движения глыб основания по серии разломов. Описаны мелкие по размерам грабены, заполненные ятулийскими отложениями, среди нижнепротерозойских пород.

В целом для всей этой зоны влияние разломов и глыбовых подвижек по ним на морфологию ятулийских складок чрезвычайно велико.

## ВЫВОДЫ ПО ОСНОВНЫМ ВОПРОСАМ ГЕОЛОГИИ ЯТУЛИЯ

Решение основного вопроса геологии ятулия — определение его объема, внутренней стратификации и корреляции разнофациальных толщ — естественно, должно начинаться с рассмотрения вопроса о геологических границах этой стратиграфической единицы.

### О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ ЯТУЛИЯ

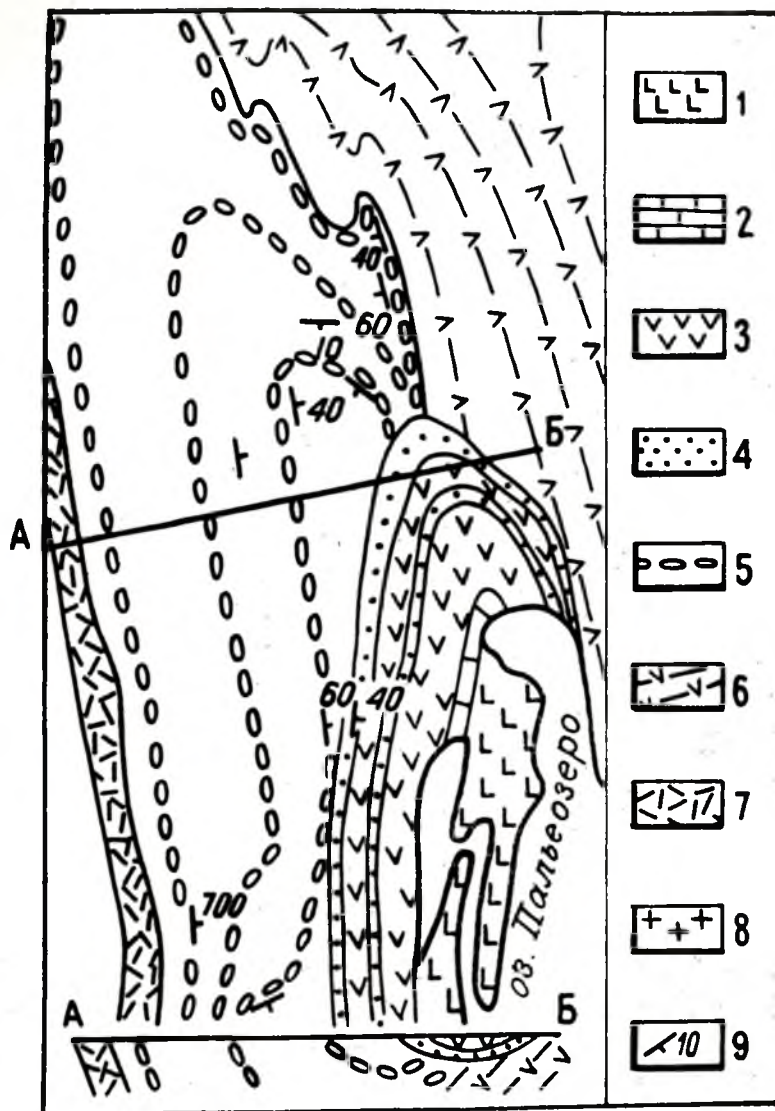
Определение нижней границы ятулия связано с установлением взаимоотношений ятулийских толщ с подстилающими комплексами. Здесь прежде всего следует рассмотреть вопросы о взаимоотношении ятулийских и сариолийских отложений и характер базальных отложений ятулия.

### Геологические взаимоотношения ятулия и сариолия

В геологической литературе как аксиома утвердилось мнение о том, что ятулийские отложения согласно перекрывают сариолийские. Это мнение является следствием представления о сариолии как части ятулия. И действительно, первоначально П. Эскола выделил в ятулии «сариолийскую фацию». В работах ряда исследователей гранитные и полимиктовые конгломераты сариолия описывались в составе карельской системы (карелия, верхнего карелия и т. д.). В легендах СЗТГУ к геологическим картам сариолийские образования выделяются в составе первых пачек (или подсвит) янгозерской, летнеозерской, соваярвинской свит, т. е. фактически сариолий и здесь выступает как часть ятулия. Даже после того как К. О. Кратц (1958) отнес сариолийские аркозово-



конгломератовые толщи к сариолийскому отделу среднего протерозоя и еще раз обратил внимание на наличие древней коры выветривания конгломератов в основании ятулия, представление о согласном залегании ятулийских толщ на сариолии не было поколеблено. Появлению



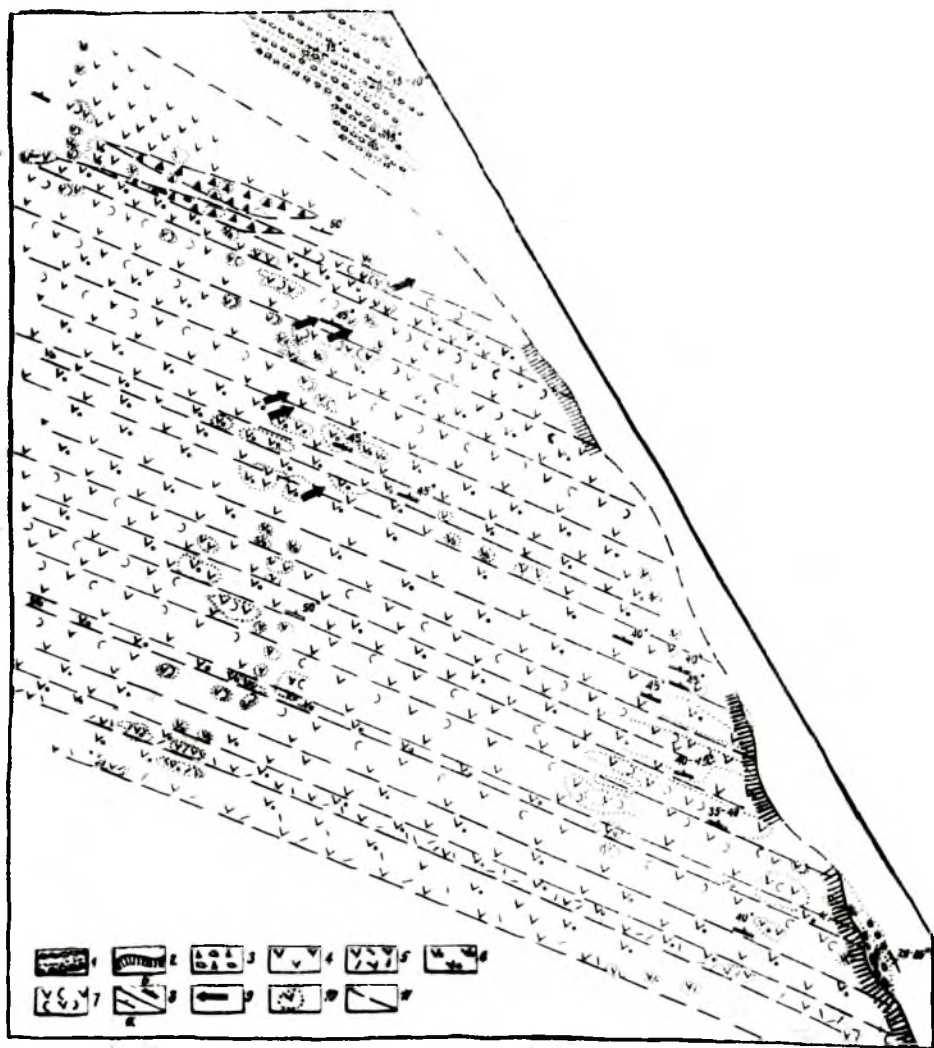
Фиг. 44. Геологическая схема района оз. Пальеозера.

1 — габбро-диабазы; 2 — верхний ятулий; 3 — основные эффузивы среднего и нижнего ятулия; 4 — осадочные породы среднего и нижнего ятулия; 5 — конгломератовая толща сариолия; 6 — вулканогенная толща сумия; 7 — кислые эффузивы; 8 — гнейсо-граниты; 9 — элементы залегания слоистости.

этого представления в значительной степени способствовало то, что сариолийские и ятулийские отложения обычно развиты в одних и тех же районах и в зоне контактов имеют, в большинстве случаев, почти параллельное простирание контуров площадей развития пород.



Первичные признаки пород — слоистость, пластовая отдельность и другие, позволяющие установить залегание осадочных и осадочно-вулканогенных пород, которые отчетливо устанавливаются в ятулийских отложениях, в сариолийских выражены менее отчетливо, как правило,

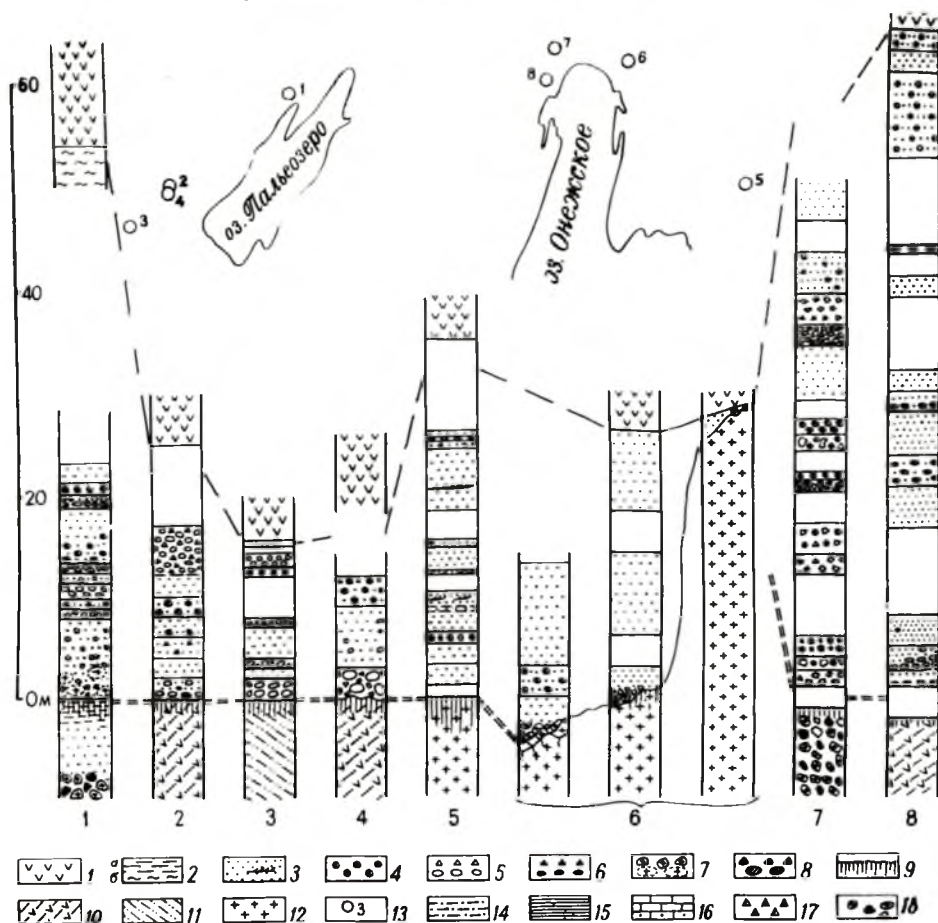


Фиг. 45. Геологическая схема участка юго-западнее г. Медвежьегорска.

1 — осадочные породы ятулия; 2 — кора выветривания; 3 — агломераты и ксеноагломераты; 4 — диабазы; 5 — диабазовые порфиры; 6 — миндалекаменные диабазы; 7 — диабазовые лавобрекчии; 8 — элементы залегания слоистости (а) и пластовой отдельности (б); 9 — направление течения лавы; 10 — контуры обнажений; 11 — границы потоков.

затушеваны вторичными процессами. Все это мешало установлению характера тектонических структур в сариолийских отложениях, и они восстанавливались по образу и подобию тектонических структур ятулия. Таким образом, трудности расшифровки (без детальных литологических исследований) тектонических структур сариолия, исторически сложившееся мнение о сариолии как части ятулия способствовали укоренению представления о согласном залегании ятулия на сариолии.

Однако в ходе детального геолого-литологического изучения ятулийских и сариолийских отложений был получен новый фактический материал об угловом несогласии между указанными отложениями. Так, на наличие местного углового и азимутального несогласия между отложе-

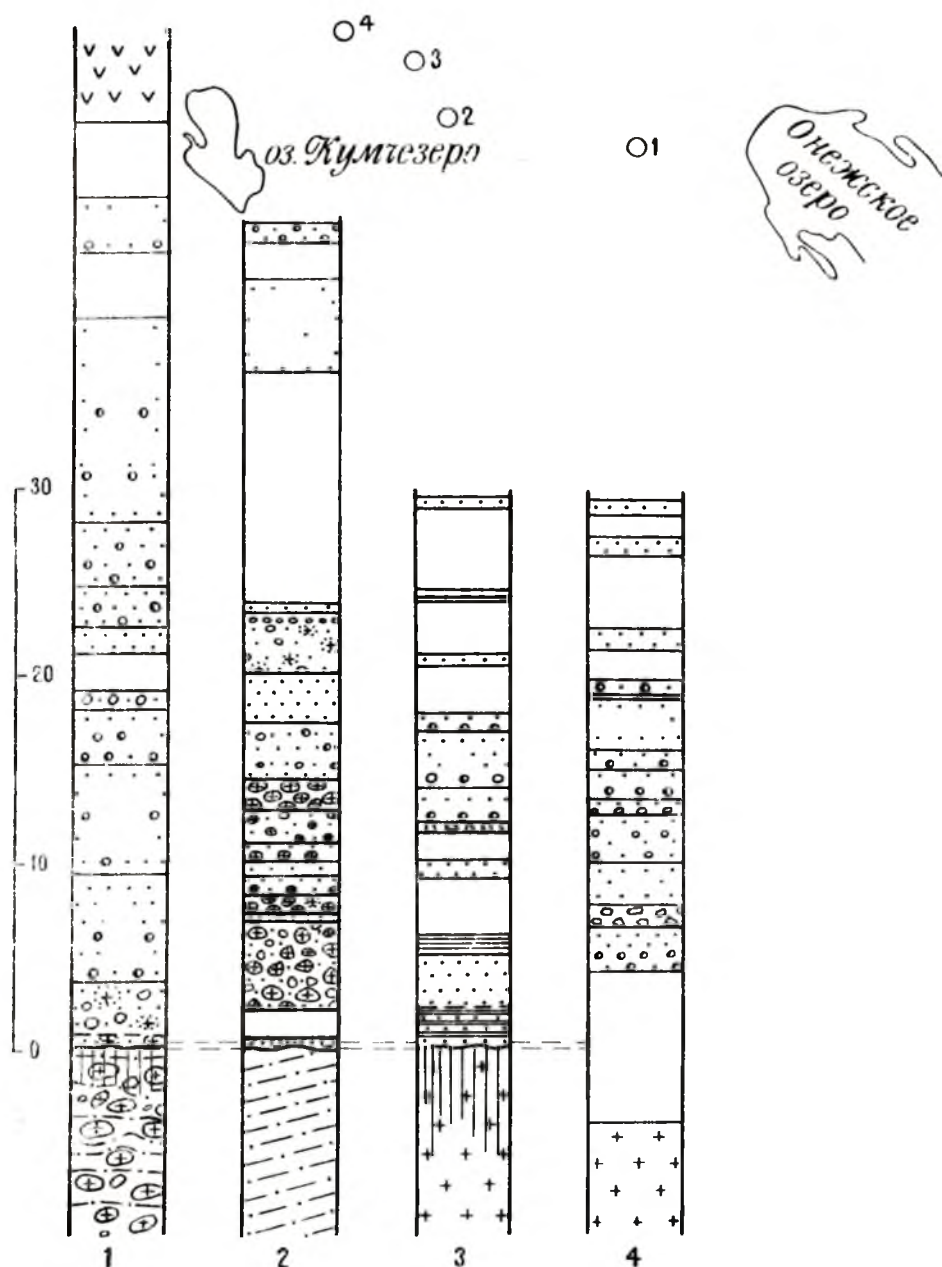


Фиг. 46. Осадочные образования нижнего ятулия в районе г. Медвежьегорск — пос. Гирвас.

Колонки: 1 — оз. Салваламби (юж. берег); 2 — оз. Реболамби (вост. берег); 3 — в 1,7 км к северу от д. Койкары; 4 — оз. Янишъярви (зап. берег); 5 — 6-й шлюз Беломорско-Балтийского канала (вост. берег); 6 — западное д. Лумбуши; 7 — южнее оз. Плотичьего; 8 — оз. Куйкъярви (южнее г. Медвежьегорска).

Обозначения: 1 — эффузивные диабазы; 2 — сланцы (а) и туфосланцы (б); 3 — песчаники, местами косослоистые; 4 — кварцевые гравелиты; 5 — конгломераты и брекчии с обломками и гальками кварца; 6 — конгломераты и брекчии с обломками и гальками основных пород; 7 — конгломераты с обломками и гальками гранитоидов (пунктирный контур — фрагменты выветрелых пород); 8 — конгломераты с обломками и гальками кристаллических сланцев; 9 — проявления коры выветривания; 10 — диабазы сумия; 11 — кристаллические сланцы; 12 — гранитоиды; 13 — положение и номер разреза; 14 — песчано-глинистые породы; 15 — мелкозернистые песчаники; 16 — карбонатные и песчано-карбонатные породы; 17 — щебенчатая брекчия; 18 — полимиктовые конгломераты сариолия.

ниями сегозерской серии и сариолия в районах д. Чебино, р. Лужмы, западного берега оз. Сегозера указывал В. З. Негруца (1967). Независимо от него к таким же выводам пришли и сотрудники Института геологии Карельского филиала АН СССР, которые установили угловое несогласие ятулийских отложений на сариолийских толщах в районах д. Святнаволок, г. Медвежьегорска, озер Лубоярви, Панаярви, Вотулма и других.



Фиг. 47. Строение основания ятуля в районе р. Кумсы.

Колонки: 1 — пос. Падун (южный берег р. Кумсы); 2 — северо-восточнее д. Плакковара; 3 — северо-западная окраина д. Остречье; 4 — северо-восточнее оз. Фенькина ламба (условные обозначения см. на фиг. 46).

На северо-восточном побережье оз. Пальеозера, севернее д. Святаволок, было установлено, что ятулийские отложения слагают замок синклинальной складки, расположенной на восточном крыле субмеридиональной синклинали, образованной конгломератами сариолия и согласен подстилающими их основными породами (фиг. 44). В этом же районе у озер Немикас и Янишъярви, где М. А. Гиляровой на прекрасно составленных геологических картах показаны крупные антиклинали, было выявлено, что сариолийские конгломераты в ядре антиклинали залегают не моноклинально с падением на восток под ятулийские отложения, а образуют синклиналь, ось которой погружается на юго-восток (см. фиг. 19). С юго-востока сариолийская синклиналь почти под прямым углом к простиранию пород перекрывается ятулийскими отложениями, т. е. здесь наблюдается резкое угловое и азимутальное несогласие между ятулийскими и сариолийскими отложениями.

К юго-западу от г. Медвежьегорска толща сариолийских конгломератов и подстилающих их (частью с переслаиванием) основных эффузивов, имеющих субширотное простирание и моноклинальное падение на север, к востоку погружается под ятулийские породы (фиг. 45). Последние, слагая крыло синклинали, несогласно перекрывают подстилающие породы. Подобные примеры можно привести по району северного берега оз. Сегозера, оз. Лубоярви, где ятулийские толщи с угловым несогласием перекрывают отложения сариолия. Просмотр геологических карт по другим районам распространения сариолийских и ятулийских толщ приводит к заключению, что после детального изучения сариолийских отложений такие же взаимоотношения, по-видимому, будут установлены и в других районах Карелии.

### О базальных отложениях ятулия

В основании ятулийских толщ описаны базальные отложения двух возрастных групп: раннеятулийские и нижнеятулийские<sup>1</sup>. К числу раннеятулийских отнесены образования древней коры выветривания, а в состав нижнеятулийских входят кварцевые, кварцево-гранитные, гранитные и другие конгломераты, которые перекрывают кору выветривания.

Раннеятулийские базальные отложения представлены древними корами выветривания и элювиально-делювиальными брекчиями и конгломерато-брекчиями.

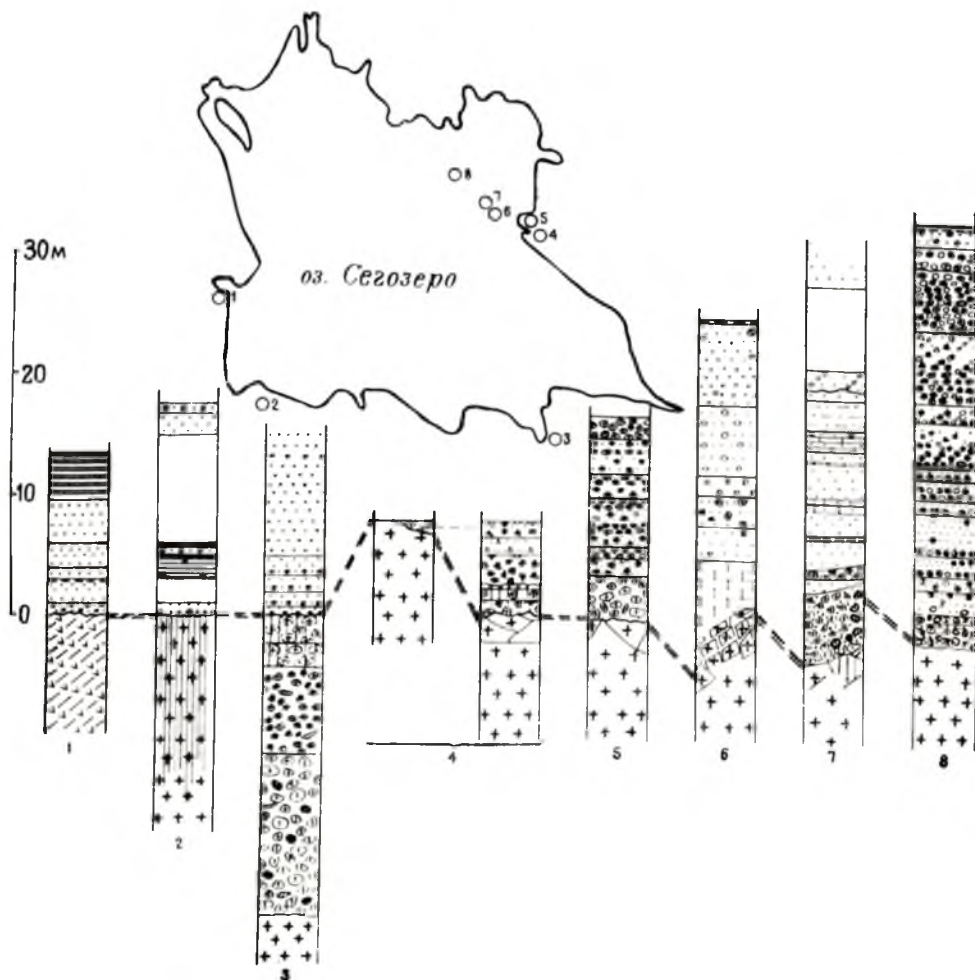
Коры химического выветривания установлены почти во всех районах Карелии на различных по возрасту и составу породах доятулийского основания: на архейско-нижнепротерозойских гранитах и гранито-гнейсах, нижнепротерозойских хлорито-амфиболовых, биотито-хлоритовых сланцах, кварцевых порфирах, метадиабазах, на сариолийских гранитных конгломератах. Материалы по геологической, химической, минералогической характеристикам древних кор выветривания обобщены в последние годы в работах В. А. Соколова и К. И. Хейсканена (1966), А. С. Корякина (1967).

Элювиальные и делювиальные брекчии и конгломерато-брекчии по времени образования синхронны корам химического выветривания, они описаны во многих районах Карелии (оз. Сегозеро, г. Медвежьегорск, оз. Сундозеро, оз. М. Янисъярви, оз. Вотулма, пос. Надвоицы, оз. Панаярви). По составу цемента эти образования условно делятся на две

<sup>1</sup> Авторы понимают, что употребление терминов «ранне-» и «нижнеятулийские» находится в противоречии с требованиями стратиграфической номенклатуры, но используют эти привычные термины до унификации стратиграфической номенклатуры.



группы: с карбонатным, песчано-карбонатным цементом и с песчаным. Названные образования, развитые в центральной Карелии, были описаны ранее (Соколов, 1966, 1970), а краткие характеристики по другим районам приведены в данном сборнике. Все это освобождает от необходимости приводить здесь описание фактического материала.



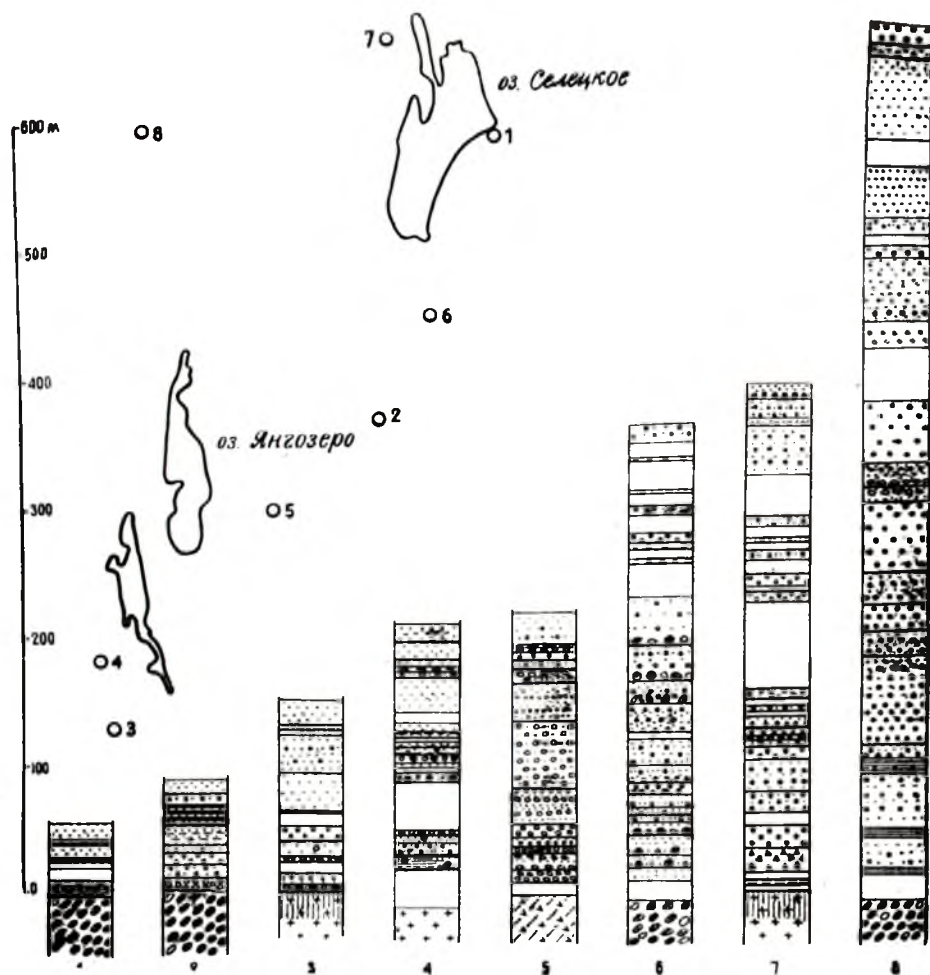
Фиг. 48. Базальные образования ятулия в районе оз. Сегозера.

Колонки: 1 — д. Погост; 2 — пос. Пормозеро; 3 — д. Карельская Масельга; 4 и 5 — Глухая губа; 6 — о-в Лехта-2; 7 — о-в Лехта; 8 — о-в Гридано-сари (условные обозначения см. на фиг. 46).

Важно только подчеркнуть, что почти во всех районах, где встречены элювиальные и другие брекчии, они заполняют неровности погребенного микро- и мезорельефа доятулийского основания.

Нижнеятулийские базальные отложения представлены конгломератовыми и гравелитовыми слоями кварцевого, кварцево-гранитного, сланцево-кварцевого состава. В тех случаях, когда в подошве нижнего ятулия развиты кварцевые конгломераты, их принадлежность к ятулию и залегание выше коры выветривания ни у кого не вызывает сомнений.

Появление же здесь гранитных конгломератов, кстати, имеющих такую же геологическую позицию, как и кварцевые, заставляет некоторых исследователей автоматически относить их к сариолию, чем объясняются различные толкования соотношения гранитных конгломератов (считаемых только сариолийскими) и кор выветривания. Преобладающие по объему, а значит и по частоте встречаемости кварцевые и кварцевые



Фиг. 49. Базальные образования ятулия в районе озер Янгозера — Селецкого

Колонки: 1 — южный берег р. Лужмы в ее истоке; 2 — севернее пос. Гумарино; 3 — оз. Аккоъярви; 4 — к юго-западу от оз. Чинозера; 5 — зап. берег оз. Маймъярви; 6 — гора Эннигивара; 7 — юго-западный берег оз. Пизанец; 8 — восточнее пос. Гимолы (условные обозначения см. на фиг. 46).

с гальками других пород конгломераты связаны с реже встречаемыми гранитными конгломератами постепенными фациальными переходами. Все эти породы с размывом перекрывают кору выветривания, а в участках полной эрозии коры выветривания залегают на гранитах и всех других доятулийских породах. Вверх по разрезу они постепенно сменяются песчано-кварцитовыми толщами ятулия. Гранитные и кварцево-гранитные конгломераты и гравелиты описаны в ряде пунктов. На фигурах 46, 47, 48, 49 показаны колонки разрезов с этими породами.

**Сравнительная характеристика ятулийских и сариолийских  
конгломератовых толщ**

Характеристики	Ятулийские конгломераты	Сариолийские образования
1	2	3
Обломочный материал и его размещение в составе пластов		
гранит и гнейсо-гранит	В подошве	Преобладают в кровле
основные породы	Редкие фрагменты в подошве при залегании конгломератов на соответствующих породах	Встречаются повсеместно, преобладают в нижней части разреза
кварц	Обычно доминирует	Единичные фрагменты
зеленые сланцы	Редкие фрагменты в подошве при залегании конгломератов на соответствующих породах	Характерны в небольших количествах
кислые эффузивы	Не отмечались	Единичные фрагменты, местами преобладают
амфиболиты	* * *	В небольших количествах
алевролиты и сланцы	Часто встречаются	Не встречаются, но фрагменты аналогичного состава вторичного происхождения наблюдаются в отдельных пунктах
выветрелые (сильно серицитизированные) породы	Часто встречаются в подошве наряду с обломками свежих пород	В кровле, одинаковой степени выветрелости
Величина фрагментов	Гальки, реже валуны	Глыбы (до 7 м), валуны, гальки
Форма	Окатанные, овальные, угловато окатанные, редко угловатые	Окатанные овальные, угловато окатанные, угловатые
Сортировка	Хорошая, средняя	Средняя, слабая, редко хорошая
Цемент	Песчанистый серицитокварцевый, полевошпатовкварцевый	Щебенчатый или песчанистый аркозового и полимиктового состава. В нижней части нередко туфогенный, в отдельных случаях лавовый (диабазовый)
Слоистость тип	Тонкая, средняя и крупная горизонтальная; большое разнообразие типов косой слоистости	Редко заметна горизонтальная слоистость, обычно крупная; в единичных случаях — косая слоистость
слойки	Четкие сплошные или прерывистые	Неясные или с постепенными границами
Другие текстурные признаки	На плоскостях напластования знаки ряби, трещины усыхания	Не выражены

1	2	3
Изменчивость		
по вертикали	Сменяются серицито-кварцевыми песчаниками, кварцито-песчаниками; переслаиваются с ними	Зеленокаменные конгломератобрекчии переслаиваются с полимиктовыми, которые вверху переходят в гранитные конгломераты
по горизонтали	Выдержаны по простиранию на большие расстояния с переходом в кварцевые конгломераты	Резко изменчивы
Взаимоотношения с основными эффузивами тунгудского типа	Несогласно лежат на размытой и нередко выветрелой поверхности метадиабазов	Согласно залегают на эффузивах, с которыми нередко переслаиваются
Отношение к коре выветривания	Залегают на коре выветривания, содержат обломки выветрелых пород наряду со свежими	Являются субстратом более молодой коры выветривания
Мощность	Немногие метры, реже десятки метров	Сотни метров

От сариолийских гранитных конгломератов такие же конгломераты нижнего ятулия отличаются по своим литологическим характеристикам (табл. 3) и по геологической позиции относительно профиля выветривания. Это отчетливо прослеживается при сравнении характера нарастания интенсивности выветривания по разрезу. Так, в районе д. Карельская Масельга толща валунных гранитных конгломератов сариолия залегает на невыветрелых гранитах. В кровле пласта при приближении к контакту с ятулийскими осадками конгломераты (валуны и цемент) постепенно подвергаются все большему выветриванию. Порода в кровле пласта состоит из кварца и серицита, лишь по расположению кварцевых зерен улавливаются первичные контуры бывших гранитных валунов. В разрезах, где видно непосредственное налегание гранитных конгломератов ятулия на породы основания, устанавливается другой характер. В гранитах прослеживается нарастание степени выветрелости при приближении к эрозионной поверхности, точно так же, как в участках, где древняя кора выветривания сохраняется под ятулийскими осадками. Выветрелость гранитных фрагментов в конгломерате меняется в широких пределах бессистемно, так как здесь встречаются валуны из перетолженной коры выветривания и свежих гранитов, не затронутых выветриванием.

Признание факта наличия нижнеятулийских гранитных конгломератов, залегающих выше горизонта коры выветривания и отличающихся по сумме геолого-литологических признаков от гранитных конгломератов сариолия, позволяет, с одной стороны, понять причины возникновения дискуссии о том, ниже (Гилярова, 1968) или выше (Кратц, 1963 и др.) гранитных конгломератов сариолия залегает кора выветривания, а с другой стороны, наметить пути правильного решения геологических и на этой основе палеогеографических вопросов.

Таким образом, вопрос о нижней границе ятулия решается следующим образом:

— ятулийские отложения залегают с угловым несогласием на всех доятулийских, в том числе и на сариолийских комплексах;



— в основании ятулия на всех дотяулийских, в том числе и на сариолийских, породах залегает древняя кора выветривания;

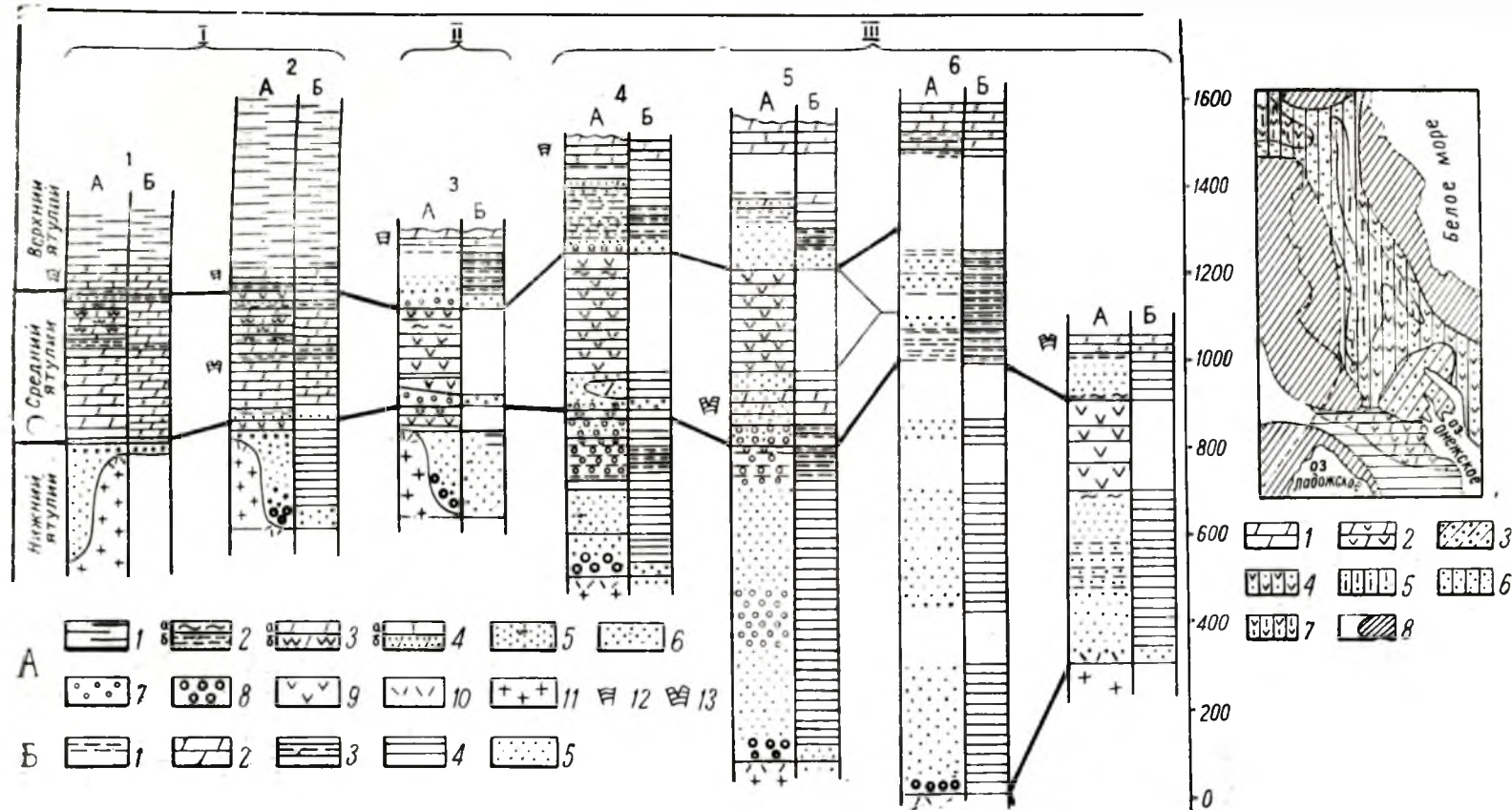
— на коре выветривания с размывом залегают ятулийские отложения, разрез которых обычно начинается кварцевыми, кварцево-гранитными и реже гранитными конгломератами или гравелитами.

### ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ятулийские отложения в разных районах Карелии существенно отличаются по мощности и составу, сочетанию терригенных, карбонатных и вулканогенных пород в разрезе и по горизонтали. Естественно, что все это в значительной мере затрудняет стратификацию и особо корреляцию ятулийских полифациальных отложений.

В решении этих вопросов наметились два пути. Первый путь к стратификации и корреляции ятулия проложил В. Рамсей, когда выделил в ятулии онежский отдел, а продолжил В. М. Тимофеев (1935), разделив ятулий на сегозерский (кварцито-диабазовый) и вышележащий онежский (карбонатно-шунгитовый) отделы. С тех пор мнение о том, что все ятулийские карбонатные породы залегают выше кварцито-песчаниковых толщ ятулия, получило широкое распространение. Само по себе это представление для каждого отдельного участка развития ятулийских отложений является обоснованным. Карбонатные породы, как правило, венчают разрез ятулийских кварцито-песчаниковых толщ, а то, что мощности терригенных и карбонатных пород в разных районах существенно меняются, объясняют выклиниванием этих пород по простиранию. Эту точку зрения разделяли многие геологи, и она нашла отражение в легенде к геологическим картам среднего масштаба, узаконенной в Северо-Западном территориальном геологическом управлении, по которой карбонатные породы ятулия независимо от их стратиграфического положения всегда обозначаются как туломозерская свита, а кварцито-песчаниковые толщи выделяются в состав янгозерской или других свит.

Второй путь решения вопроса о стратификации и корреляции ятулия лежит через признание факта фациальных переходов одних типов пород в другие, т. е. установление одновозрастности различных по составу пород. Становление этого пути стало возможным в 1953—1954 гг., когда в отдельных районах Карелии были разбурены полные разрезы ятулийских толщ и на основе детального и комплексного геолого-литологического изучения осадочных и вулканогенных пород прослежены фациальные изменения состава толщ, имеющих в разных районах отчетливое трехчленное стратиграфическое деление. В 1955 г. эта точка зрения была высказана в печати (Соколов, 1955). Наряду с признанием ее рядом исследователей (Шуркин, 1968 и др.) она встретила возражения со стороны некоторых геологов (Харитонов, 1966; Гилярова, 1968 и др.). Поэтому комплексное геолого-литологическое изучение ятулийских отложений было продолжено. Материалы этих исследований дали основание считать, что по своему разнообразию ятулийские отложения не укладываются в ранее выделенные два типа разрезов — онежский и сегозерский (Соколов, 1955, 1963; Кратц, 1955, 1958, 1963). Было предложено (Соколов и др., 1966б, 1970) выделить шесть типов разрезов по сочетанию в них осадочных и вулканогенных отложений. Однако дальнейший анализ фактического материала в направлении выяснения причин возникновения разного типа ятулийских отложений с учетом глубинного строения земной коры и «жесткости» дотяулийского основания привел к необходимости внести некоторые коррективы в предложенную



Фиг. 50. Типы и подтипы ятулийских отложений и их корреляция.

I — Онежский тип. Подтипы: 1 — туломозерский; 2 — суоярско-пяозерский; II — койкарско-медвежьегорский тип; III — сегозерский тип. Подтипы: 4 — сегозерско-селецкий; 5 — северо-елмозерский; 6 — чирко-кемский; 7 — панаярвинский. А. Состав пород: 1 — шунгитовые породы; 2 — сланцы туфогенные (а), глинистые (б); 3 — доломиты (а), кремнистые доломиты (б); 4 — известняки (а), песчаники с карбонатным цементом (б); 5 — кварциты, кварцито-песчаники; 6 — разнородные песчаники, гравелиты; 7 — кварцевые конгломераты; 8 — кварцево-гранитные конгломераты; 9 — основные эффузивы; 10 — коры выветривания; 11 — граниты, 12 — строматолиты верхнего ятулия; 13 — строматолиты среднего ятулия. Б. Фациальные комплексы: 1 — шунгитовый; 2 — карбонатный морской; 3 — паралиннский; 4 — бассейновый, обломочный; 5 — континентальный.

Схема размещения ятулийских отложений разных типов в Карелии.

1 — туломозерский; 2 — суоярско-пяозерский подтипы; 3 — койкарско-медвежьегорский тип; 4 — сегозерско-селецкий; 5 — северо-елмозерский; 6 — чирко-кемский; 7 — панаярвинский подтипы; 8 — крупные блоки земной коры большой мощности.

типизацию разрезов. Мы выделяем в Карелии три типа разрезов ятулийских отложений с разным количеством подтипов. Каждый из типов разреза формировался в одной из трех главных геотектонических областей, развитие которых происходило в ятулийское время. Это Карельская впадина (седиментационная область), Южно-Карельская впадина (седиментационная область) и Северо-Онежский выступ.

1. Карельская впадина формировалась на территории центральной и северной Карелии. С востока она граничила с Беломорским, а с запада с Ботническим крупными стабильными блоками, имеющими мощность земной коры до 42 км. С юга эта впадина ограничивалась блоками меньших размеров (Южно-Онежским, Северо-Онежским) с мощностью земной коры до 34—35 км. Заложение впадины произошло в нижнем ятулии. Зоны наибольшего погружения располагались вдоль краев блоков, наследуя развитие сариоллийских трогов, и имели северо-северо-западное простирание. В пределах этих зон интенсивность погружения основания также была неоднородной. Доятулийский фундамент был раздроблен на блоки различной величины и конфигурации по расколам, совпадающим с простиранием глубинных разломов, заложенных еще в доятулийское время. Впадина заполнялась в основном терригенными осадками с облеканием неровностей основания (конседиментационные структуры). Периодически происходили излияния основных лав, подводящие каналы которых были приурочены к границе впадины с блоками. В пределах этой впадины в ятулийское время произошло накопление толщ ятулия, выделенных в сегозерский тип (фиг. 50).

Ятулий разреза сегозерского типа представлен в основном гравелито-песчанистыми осадками с прослоями кварцевых конгломератов, глинистых сланцев; в небольшом объеме присутствуют карбонатные породы и в разном — основные эффузивы. В основании ятулия располагаются древние коры выветривания, на которых залегают отложения весьма изменчивой мощности (от 300 до 1100 м), сложенные преимущественно обломочными породами бассейнового типа. В среднем ятулии осадочные горды представлены песчанистыми осадками с прослоями глинистых пород и песчаников с различным количеством карбонатного цемента и реже карбонатных пород. Верхнеятулийские отложения в основании гравелито-песчанистые, выше песчано-глинистые и в кровле разреза глинисто-карбонатные. В отложениях сегозерского типа в зависимости от положения их в седиментационной области в связи с глубинным строением доятулийского основания, фациальных особенностей осадков и масштабов вулканических излияний выделяются следующие подтипы разреза:

а) сегозерско-селецкий, характеризующийся наличием в кровле нижнего и среднего ятулия основных эффузивов различной мощности. Отложения этого подтипа располагаются ближе к краю впадины, к границе со стабильными блоками земной коры. Развиты главным образом обломочные паралические и бассейновые осадки с четкой ритмичностью и циклическостью;

б) северо-елмозерский, отличающийся тем, что при увеличении суммарной мощности отложений (600—1200 м) из разреза выклиниваются нижнеятулийские эффузивы, в связи с чем проведение границы между нижним и средним ятулием часто затруднительно. Осадки в основном обломочные бассейновые;

в) чирко-кемский, образованный преимущественно песчанистыми породами, сравнительно (с другими подтипами) лучше сортированными, более мелкозернистыми, с нечетко выраженной циклическостью и ритмичностью. Здесь отсутствуют вулканогенные породы, хотя суммарная мощ-



ность отложений более 1500 м. Отложения этого подтипа (район р. Чирка-Кемь, оз. Воломы) распространены в удалении от блоков земной коры большой мощности и занимают центральную часть впадины;

г) панаярвинский, выделяемый с некоторой долей условности, так как здесь (район оз. Панаярви, оз. Ниваярви и район северной Финляндии) неполностью сохранился весь разрез ятулийских отложений (имеется нижний и частью средний ятулий). Возможно в будущем этот подтип может быть выделен как особый тип разреза ятулия. В составе нижнего ятулия здесь, наряду с песчанистыми осадками, значительное развитие имеют глинистые породы, в кровле нижнего ятулия — основные эффузивы, имеющие мощность до 300 м. В среднем ятулии широко представлены песчанистые, туфогенные, глинистые и карбонатные осадки.

2. Южно-Карельская впадина обособилась на территории южной Карелии в начале среднего ятулия. Она имела субширотное простираание и отделялась от Карельской впадины Северо-Онежским блоком земной коры. В ней отложились осадки (и эффузивы) онежского типа разреза, который характеризуется широким развитием в его составе карбонатных и шунгитсодержащих пород при меньшем количестве терригенных и вулканогенных пород. Отложения этого типа образовались в области, расположенной в краевой части блоков земной коры различной мощности по южной окраине Балтийского щита. В основании ятулия здесь широко развиты древние коры выветривания на разных породах. Нижнеятулийские отложения представлены в основном обломочными континентальными осадками различной мощности (от 0 до 400 м), причем на значительной площади развиты маломощные осадки (до 20 м). Среднеятулийские толщи сложены главным образом карбонатными породами с песчано-глинистыми прослоями и гематитовыми рудами в кровле подотдела; верхнеятулийские — карбонатными и шунгитсодержащими (сланцы, карбонаты) породами. В зависимости от удаления от стабильных блоков земной коры и наличия в составе этих отложений (в большей части морских) вулканогенных образований выделяются подтипы:

а) суоярвско-пяозерский с покровами основных пород в кровле нижнего и среднего ятулия. Эти отложения описаны в районе оз. Суоярви и оз. Онежского, т. е. на границе с Северо-Онежским блоком земной коры;

б) туломозерский подтип разреза. Здесь эффузивные основные породы не развиты. Эти отложения описаны в районе оз. Туломозера и оз. М. Янисъярви. Мощность отложений онежского типа разреза меняется в пределах 500—1000 м.

3. Северо-Онежский блок земной коры в ятулийское время играл роль выступа, отделяя друг от друга с начала среднего ятулия Карельскую и Южно-Карельскую впадины. На поверхности выступа происходило отложение маломощных осадков, значительно шире распространены основные эффузивы. Эти отложения ятулия выделены в койкарско-медвежьегорский тип. В основании ятулия развиты древние коры выветривания, элювиальные брекчии и участки погребенного микро- и мезорельефа. Нижнеятулийские отложения мощностью 0—200 м представлены обломочными (в основном песчано-гравелито-конгломератовыми) породами. В среднем ятулии осадки (речные и озерные) имеют небольшую мощность (до 25 м). Среди них различаются гравелито-песчанистые и туфогенно-кремнисто-глинистые породы. Верхний ятулий сложен маломощными песчано-глинистыми и карбонатными осадками. В кровле нижнего и среднего ятулия широко развиты основные породы. Суммарная мощность отложений этого типа около 450 м.



Во всех трех типах разреза ятулийских отложений по закономерной смене осадочных пород в вертикальном разрезе, изменению их структурно-текстурных характеристик, проявлению ритмичности и цикличности разного порядка, по периодическому появлению основных эффузивов и другим признакам были выделены ниже-, средне- и верхнеятулийские отложения, соответствующие подотделам ятулийского отдела. Поэтому корреляцию ятулийских отложений разных типов разреза удобнее проводить по подотделам. При корреляции комплексно использованы различные методы (литолого-геологические, палеовулканологические, палеонтологические, математические), описание которых сделано ранее (Соколов и др., 1970).

### КОРРЕЛЯЦИЯ ЯТУЛИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

При описании ятулийских отложений было указано, что во всех районах они подстилаются древней корой химического выветривания, образованной на различных породах доятулийского основания, вплоть до сариолийских конгломератов. В состав образований коры выветривания включаются и элювиальные брекчии с разным количеством карбонатного цемента (иногда прослой карбонатов). Эти специфические образования слагают четко выраженный маркирующий горизонт в основании ятулия, фиксируя нижнюю границу ятулийских отложений. Кстати сказать, по времени этап образования древней коры выветривания, по-видимому, был не менее длительным, чем нижний или средний ятулий, и, возможно, заслуживает выделения в самостоятельный подотдел ятулия. Называя этот подотдел раннеятулийским, мы еще более подчеркиваем его маркирующее значение.

Нижнеятулийские отложения с размывом залегают на раннеятулийских образованиях и слагаются в основном терригенными осадками, имеющими различную мощность. На значительной площади от оз. Туломозера к Онежскому озеру и северо-восточнее его развиты преимущественно маломощные, быстро выклинивающиеся по простиранию полифацальные осадки континентального типа (озерные, речные). В вертикальном разрезе осадков трудно выделить устойчивые по простиранию стратиграфические горизонты и это является их отличительной особенностью. К северо-западу и северу от указанной территории мощность нижнеятулийских отложений постепенно увеличивается до 200 м (район д. Плакковара, оз. Суоярви), 300 м (южный берег оз. Сегозера, пос. Надвоицы), 800 м (район оз. Селецкого, оз. Елмозера, оз. Тунгудского и др.) и более 1000 м (район пос. Гимолы, пос. Лубосалма, оз. Волома, р. Чирка-Кемь и т. д.). При этом с возрастанием мощности в составе нижнего ятулия становятся все более отчетливо выраженными литолого-стратиграфические пачки, которые прослеживаются на большой площади. Особо четко прослежено возрастание мощности нижнеятулийских осадков и упорядочение их внутренней стратиграфии на участке Медвежьегорск — Чебино — Плакковара — южный берег оз. Сегозера — северный берег оз. Сегозера — оз. Елмозеро. В этом направлении увеличивается мощность отложений, континентальные осадки сменяются прибрежно-бассейновыми, а затем бассейновыми. Здесь наблюдаются четкие фациальные переходы, изменение текстур осадков, характера малых ритмов, уменьшение зернистости пород и улучшение сортировки осадочного материала в северном направлении. Анализ изменения мощности осадков и сопряженных фациальных переходов, прослеживаемых на большом расстоянии, дает бесспорный материал для сопоставления от-

ложений нижнего ятулия, имеющих различную мощность. Палеогеографические реконструкции и палеодинамические наблюдения позволяют объяснить (а данные, полученные в результате сопоставления, не вызывают сомнения) увеличение в составе нижнего ятулия северных районов Карелии количества слюдистого (глинистого) материала, вплоть до появления в панаярвинском подтипе разреза большого числа пластов глинистых сланцев.

В вертикальном разрезе нижнеятулийских осадков сегозерского типа намечаются два осадочно-трансгрессивных цикла третьего порядка. Нижний цикл венчается кварцевой пачкой, которая прослежена на большом расстоянии. Верхний цикл начинается кварцевыми гравелитами с прослоями глинистых сланцев, несущих трещины усыхания и другие признаки относительного (по сравнению с нижележащими породами) мелководья. Регрессивная часть верхнего осадочного цикла (в кровле осадочной подтолщи нижнего ятулия) выражена здесь отчетливо появлением кварцевых конгломератов и гравелитов (район оз. Пюкс, оз. Суоярви и др.), иногда ритмичной слоистостью регрессивного характера (о-в Макконсаари на оз. Сегозере), а также появлением полевошпатового материала. В отложениях других типов осадочные циклы малой мощности описаны лишь в районе д. Пялозеро (Соколов, 1963). Таким образом, по проявлению цикличности очерчивается верхняя граница осадочной подтолщи нижнего ятулия. Еще более отчетливо она устанавливается по наличию основных вулканитов. В разных районах описано различное количество покровов. В районе оз. Суоярви, пос. Гирвас, д. Пялозеро, оз. Сегозера, оз. Елмозера, оз. Чернозера описано по одному покрову, в районе г. Медвежьегорска, оз. Чинозера, оз. Янгозера — по три покрова с суммарной мощностью до 90 м, в районе оз. Панаярви — не менее пяти покровов с мощностью до 300 м. Основные породы перекрывают осадки нижнего ятулия онежского, сегозерского, койкарско-медвежьегорского типа. В некоторых участках у г. Медвежьегорска, где осадки часто выклиниваются, покровы ложатся непосредственно на доятулийские породы (в частности на гранит). Во всех районах, где развиты основные вулканиты, они являются надежным маркирующим горизонтом. Но, как уже отмечалось в ряде районов, вулканиты выклиниваются из разреза (район оз. Суоярви, оз. Елмозера). На этих площадях установление границы между осадками нижнего и среднего ятулия требует привлечения суммы различных методов. Особые трудности при очерчивании границы между нижним и средним ятулием возникают в районах р. Чирка-Кемь, оз. Шоба и других, где не развиты основные эффузивы, а осадочные породы образовались в участках бассейна, удаленных от берега. Регрессия в конце нижнего ятулия здесь отражается в смене литологических особенностей бассейновых осадков, но в слабой степени, и при плохой обнаженности наблюдать ее трудно. Поэтому в отдельных разрезах граница нижнего — среднего ятулия проводится условно.

Среднеятулийские образования в разных типах разрезов существенно различаются по составу и мощности пород. На площади от д. Койкары до пос. Повенца развиты отложения среднего ятулия, которые согласно, но с размывом перекрывают образования нижнего ятулия. В районах озер Суоярви, Сегозера, Селецкого, г. Медвежьегорска, д. Святнаволоок, пос. Гирвас, д. Пялозеро и других, т. е. в участках развития отложений онежского, сегозерского и койкарско-медвежьегорского типов, в кварцевых конгломератах и гравелитах в подошве осадков среднего ятулия, залегающих на основных породах, описаны гальки подстилающих пород. Кроме того, в ряде случаев установлены эрози-

онные врезы в подстилающие породы. В этих районах нижняя граница среднего ятулия проводится четко. В районе р. Шоба, д. Саповара, где не развиты основные породы нижнего ятулия, эта граница фиксируется прослоями сланцевой брекчии и туффитами. В вертикальном разрезе разнофациальных отложений среднего ятулия видна смена пород, указывающая на трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления. В разрезах восточного берега оз. Сегозера у г. Медвежьегорска, д. Койкары эти крупные циклы начинаются грубообломочными породами (кварцевыми конгломератами, гравелитами, грубозернистыми песчаниками), на смену которым приходят менее грубозернистые (разнозернистые песчаники или глинистые сланцы), а в кровле вновь залегают грубообломочные породы (гравелиты, песчаники). Не так отчетливо крупная цикличность выражена в разрезах, описанных в районе оз. Елмозера — оз. Селецкого, сложенных монотонными песчаниками. Наличие цикличности выявляется по смене структурно-текстурных признаков. В подошве здесь обычно залегают косослоистые песчаники со следами размыва подстилающих пород. Выше следуют горизонтально-слоистые песчаники со слюдисто-карбонатным цементом и с прослойками глинистых сланцев, а в кровле песчаники с косослоистыми сериями и с примесью свежего полевошпатового материала, что указывает на наличие восходящих движений в области сноса, т. е. на начало регрессии. В разрезах у оз. Пялозера, оз. Суоярви крупная цикличность выражена очень отчетливо по смене в вертикальном разрезе терригенных пород (песчаники, сланцы) известняками, а затем доломитами и снова терригенными породами (сланцами) (Соколов, 1956, 1963). Здесь выделяются два трансгрессивно-регрессивных цикла.

Таким образом, для отложений среднего ятулия характерно то, что они образуют либо один, либо два крупных осадочных цикла третьего порядка. При этом устанавливается следующая закономерность. В отложениях ятулия сегозерского и койкарско-медвежьегорского типов, где в осадочной подтолще выражен один цикл третьего порядка, в кровле среднего ятулия широко развиты вулканогенные образования. В районе озер Сегозера и Елмозера отмечается до 9—15 покровов суммарной мощностью от 90 до 350 м, в районе озер Селецкого, Янгозера, Чинозера, Маслозера, а также в районе оз. Вотулма в среднем до 3—6 покровов суммарной мощностью от 70 до 250 м, в районе пос. Гирвас более 8 покровов мощностью более 150 м, в районе г. Медвежьегорска — д. Остречье 7—9 покровов мощностью от 80 до 250 м, в районе д. Саповара не менее 10 покровов мощностью до 400 м. В разных районах число покровов и их мощность изменяются по простирацию, наблюдается их выклинивание. Туфогенные породы (туфосланцы, туфопесчаники) образуют 1—4-метровые прослои на границе между покровами и наиболее широко развиты в верхней части разреза подтолщи. По строению покровы асимметричны, и по смене пород в вертикальном разрезе выделяется несколько их типов. При этом в низах подтолщи развиты обычно покровы с шаровыми лавами (подводные излияния), а в кровле — покровы с большим количеством мандельштейнов и с пенистыми лавами (мелководные или наземные излияния) или лавобрекчиями.

В отложениях ятулия онежского типа, в которых выражено по два цикла третьего порядка, основные породы в кровле среднего ятулия либо отсутствуют (оз. Туломозеро), либо представлены одним покровом (район оз. Суоярви, Прионежье). На основе математической обработки данных по кривым мезоритма (Хейсканен, 1964) было подтверждено представление о том, что осадки, слагающие в этом типе разреза вто-



рой осадочный цикл и покров основных пород в кровле, соответствуют по времени образования основным породам в кровле среднего ятулия в других типах разрезов. Верхняя граница вулканогенной подтолщи (и всего среднего ятулия) очерчивается корой химического выветривания на основных породах, отмеченной в районе Сегозера, и резким эрозионным контактом вышележащих осадков верхнего ятулия.

Таким образом, среднеятулийские образования имеют довольно четкие геологические границы почти на всей территории Карелии. Корреляция полифациальных толщ, слагающих средний ятулий и отделяющихся от ниже- и вышележащих пород довольно четкими геологическими границами, проводится на основе комплекса методов. Среднеятулийские отложения койкарско-медвежьегорского типа характеризуются малой мощностью и грубой зернистостью. Они фациально сменяются по простиранию другими типами отложений различной мощности. В районе г. Медвежьегорска эти осадки переходят в озерные туфогенно-кремнистые отложения (участок оз. Куйярви). В районе оз. Сегозера мощность осадков увеличивается до 30—40 м, а затем до 100—150 м и меняется их фациальная принадлежность (аллювиальные сменяются аллювиально-прибрежными и далее бассейновыми), т. е. наблюдается переход от континентальных к бассейновым осадкам. При этом в направлении к северу в составе среднего ятулия увеличивается количество карбонатного материала. Вначале он образует цемент песчаников (оз. Елмозеро), затем маломощные прослои среди песчаников и сланцев (район оз. Шоба), а в районе оз. Панаярви уже пласты в несколько метров мощности. Указанный фациальный переход осуществляется постепенно. В южном направлении такой переход наблюдается на малом расстоянии. Континентальные и прибрежно-бассейновые терригенные осадки нижнего осадочного цикла сменяются морскими. Из-за плохой обнаженности непосредственных фациальных переходов здесь проследить не удалось, но ряд фактических данных свидетельствует в пользу этого заключения. Осадки среднего ятулия койкарско-медвежьегорского типа и осадки низов онежского типа разреза залегают на эффузивах нижнего ятулия (нижний маркирующий горизонт), они образуют циклы третьего порядка. Результаты сопоставления этих циклов подтверждаются и материалами математической обработки данных по кривым мезоритма. Вулканогенная подтолща среднего ятулия койкарско-медвежьегорского и сегозерского типов, как уже отмечалось, сопоставляется с осадочными породами онежского типа, слагающими второй осадочный цикл третьего порядка. В составе осадочной толщи описаны туфогенные осадки, обилие кремнистого материала, что может быть связано с воздействием вулканизма на осадконакопление. Кроме того, среди покровов основных пород в районе пос. Гирвас залегают пачка туфогенных и карбонатных пород, подтверждающих одновозрастность карбонатакопления и излияния лав в среднем ятулии.

Верхнеятулийские отложения имеют наименьшее из всех ятулийских пород площадное распространение, так как во многих районах они эродированы. В различных районах Карелии верхнеятулийские отложения отличаются по составу. Так, в районах западного и восточного Прионежья, Суоярви, Туломозера в основании разреза залегают глинистые сланцы и брекчии, песчаники с карбонатным цементом, выше известняки белые, розовые, красные, доломиты и в верхней части разреза кварцевосерицитовые, доломитовые, мергелистые, шунгитовые и другие сланцы с прослоями черных доломитов. Мощность сланцево-карбонатных пород



достигает 100 м, а вышележащих шунгито-сланцевых 150—600 м<sup>1</sup>. Эти породы представляют собою в основном морские осадки.

В районе р. Кумсы, озер Сегозера, Елмозера, Янгозера, Селецкого, Маслозера развиты верхнеятулийские отложения, для которых характерны широкое развитие конгломерато-песчано-сланцевых пород в основании и наличие карбонатов в кровле. Терригенные породы основания разреза характеризуются разнозернистостью, ритмичным переслаиванием, пестрой окраской (серой, зеленовато-серой, коричневой) и отчетливым рисунком разнообразных текстур и структур (разного типа слоистости, следов размыва, трещин усыхания и т. д.) потокового, прибрежного, аллювиального типа. Выше залегают хорошо сортированные песчаники, часто с карбонатным цементом, тонкослоистые песчано-глинистые породы, над ними известняки и доломиты, окрашенные в белый и розовато-красный цвет. Эти отложения имеют мощность до 300—350 м. В районе д. Койкары, р. Луканоя, р. Ялгамки верхнеятулийские отложения имеют такой же тип разреза (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и карбонатные породы в кровле), но очень малую мощность (30—70 м).

Верхнеятулийские отложения во всех районах своего развития (исключая районы р. Чирка-Кемь, озер Туломозера и М. Янисъярви) согласно, но с размывом перекрывают основные эффузивы среднего ятулия. В районе Сегозера от размыва сохранилась кора выветривания основных пород, указывающая на существование периода тектонического покоя на границе между средним и верхним ятулием. В подошве верхнеятулийских отложений широко развит обломочный материал (обломки основных пород в конгломератах, песчанистый граувакковый и рудный материал), полученный при разрушении основных эффузивов. Таким образом, нижняя граница верхнего ятулия очерчивается очень четко. Лишь в районе р. Чирка-Кемь она проводится условно из-за отсутствия выраженных перерывов в осадконакоплении и постепенного перехода переслаивающихся между собою песчано-глинистых пород в глинисто-карбонатные. В доломитах из разных разрезов (районы оз. Пялозера, д. Белая Гора, р. Ялгамки, оз. Лижмозера, д. Шайдома, Ю. Олений остров на Онежском озере, острова Дюльмяки и Северинсаари на оз. Сегозере) описаны строматолиты и нитчатые водоросли, которые служат достоверным маркирующим горизонтом для сопоставления этих отложений.

Приводимая корреляция ятулийских отложений разных типов, развитых в различных районах Карелии, на наш взгляд, создает надежную основу для выработки унифицированной стратиграфической схемы ятулия всего Балтийского щита.

При описании ятулийских отложений мы намеренно не касались пока вопроса о верхней границе ятулия. Решение этого вопроса связано с рассмотрением фактического материала о строении верхнеятулийских шунгитосодержащих толщ, строении суйсарских образований, т. е. представляет собою специальную задачу. Ей посвящена III глава данной работы.

<sup>1</sup> Описание толщ см. в III главе данной работы.

### **III. К ГЕОЛОГИИ ВЕРХНЕГО ЯТУЛИЯ—СУЙСАРИЯ**

Одной из первоочередных задач по решению стратиграфической конференции в Ленинграде (1967 г.) является выяснение вопросов о соотношении ятулийской, суйсарской и вепсской (иотнийской) серий. Ниже мы разбираем только один вопрос — о строении и соотношении верхнеятулийских и суйсарских отложений в некоторых районах Прионежья, где в последние годы, благодаря большому объему буровых работ и специально поставленным тематическим исследованиям, был получен новый фактический материал о строении верхнеятулийских и нижнесуйсарских отложений. Рассмотрение этого вопроса вызвано тем, что до настоящего времени существуют различные взгляды на объем, внутреннее расчленение и геологические соотношения ятулийских и суйсарских отложений. Мы не ставили своей целью показать становление тех или других геологических взглядов в ходе многолетних геологических исследований района Онежского озера — это нашло уже отражение в ряде обобщающих работ (Левинсон-Лессинг, 1888; Тимофеев, 1935; Гилярова, 1941; Кратц, 1963 и др.), наша задача — изложить выводы по разным аспектам поставленной проблемы.

#### **ОБ ОБЪЕМЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ ВЕРХНЕЯТУЛИЙСКИХ И СУЙСАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ ПРИОНЕЖЬЯ**

Всеми исследователями района Прионежья отмечалось наличие здесь, наряду с другими геологическими образованиями, различных по составу толщ пород: белых, серых, розовых и другого цвета мраморизованных доломитов; серых, черных шунгитсодержащих пород с силлами габбро-диабазов и диабазов, а также основных туфогенных и вулканических пород. Но при определении стратиграфической принадлежности этих толщ выявились различные подходы:

1. По стратиграфической схеме, разработанной в СЗТГУ для легенды к геологическим картам, все эти образования, относящиеся к онежско-сегозерской серии среднего протерозоя, по литологическим в основном признакам причислялись к туломозерской, заонежской и суйсарской свитам.

2. Согласно стратиграфической схеме, предложенной сотрудниками Института геологии Карельского филиала АН СССР (Кратц, 1958, 1963

и др.), толщи мраморизованных доломитов (часть туломозерской свиты) и шунгитоносных пород (заонежская свита) относились к ятулийскому отделу (верхний ятулий онежского типа разреза), а толща вулканитов в объеме и границах площадного распространения, установленного В. М. Тимофеевым (1935) для суйсарского вулканического комплекса, — к суйсарскому отделу среднего протерозоя.

3. По мнению М. А. Гиляровой (1949, 1956, 1966), относящей породы туломозерской и заонежской свит (верхнего ятулия) к верхам карельской формации, в состав суйсарского комплекса входят кроме общепризнанных для суйсария образований еще и основные породы районов оз. Сундозера, оз. Пальеозера, р. Кумсы, оз. Сегозера и других. М. А. Гилярова значительно расширила объем суйсарского комплекса и отнесла его к верхнему протерозою (хогландию).

По вопросу о взаимоотношении ятулийских и суйсарских отложений высказаны различные взгляды:

1. Отложения суйсария залегают на ятулийских породах согласно. Эта точка зрения впервые была наиболее убедительно обоснована В. М. Тимофеевым (1935), который, опираясь на исследования А. А. Иностранцева (1874), Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1888) и материалы своих многолетних работ, объединил разнообразные по составу основные эффузивы, их интрузивные аналоги, а также генетически связанные с ними толщи пирокластов в составе суйсарского вулканического комплекса, залегающего согласно на шунгитосодержащих толщах отдела. Это представление было принято большинством исследователей.

2. По утверждению М. А. Гиляровой (1949), отложения суйсария залегают на ятулийских и других породах с угловым несогласием и перерывом. М. А. Гилярова отнесла к суйсарскому комплексу все основные эффузивные породы Прионежья, как суйсарские, так и сумийские и ятулийские. Такое расширение объема суйсарского комплекса, правомочность которого трудно доказать, неизбежно привело ее к указанному выводу. Эта точка зрения практически не нашла последователей.

Все сказанное выше иллюстрирует тезис о том, что в понимании объема, стратиграфического расчленения и взаимоотношений ятулийских и суйсарских отложений существуют различные взгляды. К этому можно добавить, что не установлены еще критерии для разделения «заонежских» и «суйсарских» отложений, а граница между ними в разных районах проводится условно. Поэтому не случайно вопрос о соотношении ятулийской и суйсарской серий был выдвинут для первоочередного решения.

Ниже излагаются новые материалы о строении разрезов верхнеятулийских и нижнесуйсарских отложений на Заонежском полуострове и в районе деревень Спасская Губа, Гомсельга, т. е. в восточном и западном крыльях Онежской тектонической структуры.

### РАЙОН ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Территория полуострова Заонежье издавна привлекала к себе внимание исследователей как район, перспективный для нахождения медных руд, карбонатных, шунгитовых пород и других полезных ископаемых. Уже первые публикации по геологии Карелии содержали в себе сведения об этом районе (Озерцовский, 1792; Бутенев 1828, 1830; Комаров, 1842; Энгельман, 1838 и др.). В Заонежье проводили свои исследования Г. П. Гельмерсен (1860), А. А. Иностранцев (1877), Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1888), В. М. Тимофеев (1909, 1916, 1935), П. А. Борисов (1910) и многие другие. Большое значение имели работы

по изучению шунгитовых пород в 1928—1935 гг., когда были пробурены первые скважины в толщах шунгитовых пород (Н. И. Рябов, Л. Я. Харитонов и др.), а также систематическое крупномасштабное геологическое картирование территории в послевоенные годы (В. В. Яковлева, В. А. Перевозчикова, Е. М. Михайлюк, Т. А. Лутковская, А. В. Клокова, Г. А. Поротова, А. И. Кайряк, В. А. Попова, З. Т. Громова, В. С. Алексеева и др.).

В 1967—1970 гг. геологическое картирование в Заонежье было продолжено. В результате получен новый фактический материал о внутреннем строении докембрия. Буровые скважины пересекали здесь разновозрастные образования: карбонатные, шунгитосодержащие и осадочно-вулканогенные толщи. Впервые бурением был вскрыт полный разрез отложений верхнего ятулия. Ниже приводится характеристика разреза всех вскрытых отложений, нижние горизонты которых коррелируются со среднеятулийскими толщами, вскрытыми в западном крыле Онежской структуры в районе д. Пялозеро.

### Карбонатная толща среднего ятулия

В районе Заонежья эта толща не вскрыта на полную мощность; в ее составе отсутствует известняково-брекчиево-глинистая пачка, которая описана в пялозерском разрезе (Соколов, 1963), а вскрытый разрез начинается с песчано-доломитовой пачки. Пачка пересечена на неполную мощность скважиной в районе д. Типиницы и сложена тонко-, мелко-, среднезернистыми светло-серыми, серыми, темно-вишневыми доломитами с различной примесью песчаного материала. Серые доломиты тонкослоистые. В нижней части встречаются прослои доломитового песчаника, сцементированного кварцево-карбонатным материалом. Вскрытая мощность пачки 14 м.

Вышележащая доломито-песчано-глинистая пачка подсечена скважиной в районе д. Типиницы.

Основание пачки (8 м) сложено неслоистыми брекчированными темно-коричневыми кальцито-кварцево-слюдистыми с гематитом сланцами, пересеченными тонкими кальцитовыми жилками. Среди сланцев присутствуют три прослоя (от 10 до 20 см) мелкозернистых известняков с примесью слюдистого (глинистого) материала. Выше ( $\approx 4$  м) располагаются тонкослоистые (1 мм) с воднооползновыми текстурами красные, реже темно-коричневые гематитовые слюдисто-кварцевые и слюдисто-карбонатные сланцы, среди которых присутствуют четыре прослоя доломита мощностью от 20 до 40 см. Выше (7 м) преобладают мелко-, среднезернистые красные, светло-розовые, светло-серые, участки кавернозные доломиты с обломками сланцев и примесью песчаного материала. Среди сланцев присутствуют два прослоя (0,4 и 1,0 м) темно-коричневых слюдисто-кварцевых, карбонатно-кварцево-слюдистых, кварцево-карбонатных с гематитом сланцев. В кровле располагается светло-серый среднезернистый доломит (3 м). Мощность пачки 22 м.

Выше по разрезу залегает кремнисто-доломитовая пачка, разрез которой вскрыт скважинами в районе деревень Типиницы и Каргачево (Кузаранда). В составе этой пачки выделяются 24 слоя-рима. В основании каждого слоя либо бурый с большим количеством стиллитовых швов сильно песчанистый доломит, либо песчаник с карбонатным цементом, в кровле — тонко-, мелко- и среднезернистые светло-розовые и светло-серые песчанистые и слабо песчанистые доломиты. В сильно и слабо песчанистых доломитах наблюдается горизонтальная



слоистость (0,8 см), выраженная чередованием слоев различной окраски и в разной степени обогащенных песчаным материалом. Реже в доломитах наблюдается линзовидная слоистость (в кровле пачки) и водооползневые текстуры. Кроме указанных пород развиты, но в меньших количествах, доломитовые песчаники, гематитовые сланцы и карбонатно-кремнистые и кремнистые породы. Мощность пачки 36 м.

В кровле среднего ятулия залегает гематито-песчано-глинистая пачка, вскрытая скважинами в районе Типиниц и Каргачево (Кузаранда). Основание этой пачки сложено красными песчаниками с базальным карбонатным цементом, залегающими на светло-серых доломитах нижележащей пачки. В разрезе в районе д. Типиницы в составе пачки выделены две подпачки.

Нижняя подпачка в подошве слагается пятью ритмично построенными слоями мощностью от 1 до 3 м. В основании каждого слоя располагается красный песчаник с базальным карбонатным цементом или мелкозернистый песчаный доломит, выше переходящий в карбонатно-кварцево-гематитовый, карбонатно-гематитовый, кварцево-гематитовый сланец коричневого и грязно-серого цвета. В кровле подпачки наблюдается тонкое (до 1 см) ритмичное переслаивание кирпично-красных полевошпатовых и темно-коричневых до черных карбонатно-гематитовых сланцев. Мощность подпачки 7 м. Нижняя подпачка отделяется от верхней пластом (7 м) светло-розовых от тонко- до среднезернистых, местами песчаных доломитов, содержащих прерывающиеся прослойки красного глинистого материала.

Верхняя подпачка в нижней своей части (17 м) содержит темно-вишневые и черные неслоистые, реже нечетко горизонтально-слоистые (2—5 мм) гематито-сланцевые, гематито-кварцево-сланцевые, гематито-карбонатные сланцы с редкими прослоями полевошпато-кварцевых песчаников с карбонатным цементом. Полевошпатовый материал, кроме того, присутствует в виде отдельных прослоев и в виде примеси к сланцам.

Выше располагается зона (10 м) тонкого (1—2 до 5—8 мм) ритмичного переслаивания черных карбонатно-гематитовых (гематитовая руда) и кирпично-красных полевошпатовых сланцев с незначительным количеством гематита. Ритмичное строение заключается в том, что кирпично-красный полевошпатовый сланец основания ритма постепенно переходит в черный карбонатно-гематитовый сланец в кровле ритма. Границы между ритмами четкие. В некоторых случаях в кровле ритма наблюдается размытая поверхность черных карбонатно-гематитовых сланцев, на которую ложится кирпично-красный сланец, образующий карманы и имеющий косую слоистость. На плоскостях напластования черных карбонатно-гематитовых сланцев иногда отмечаются трещины усыхания. Кроме сланцев в составе подпачки встречаются редкие прослои доломитов, содержащие обломочный кварц и полевошпат, а также кварцево-карбонатные и полевошпатовые песчаники.

В гематито-песчано-глинистой пачке скважины в районе д. Каргачево присутствуют те же породы, что и в скважине у д. Типиницы, отсутствует только пласт доломитов, подразделяющий пачку на две подпачки. Гематито-песчано-сланцевая пачка в скважине у д. Каргачево перекрывается пластом эффузивных диабазов (16,0 м), в скважине же у д. Типиницы они отсутствуют, и сопоставление пачек проводится по зоне ритмичного переслаивания черных карбонатно-гематитовых и кирпично-красных полевошпатовых сланцев, являющихся маркирующим горизонтом. Мощность пачки в скважине у д. Каргачево 17 м, в скважине у д. Типиницы 45,5 м.

### Верхний ятулий

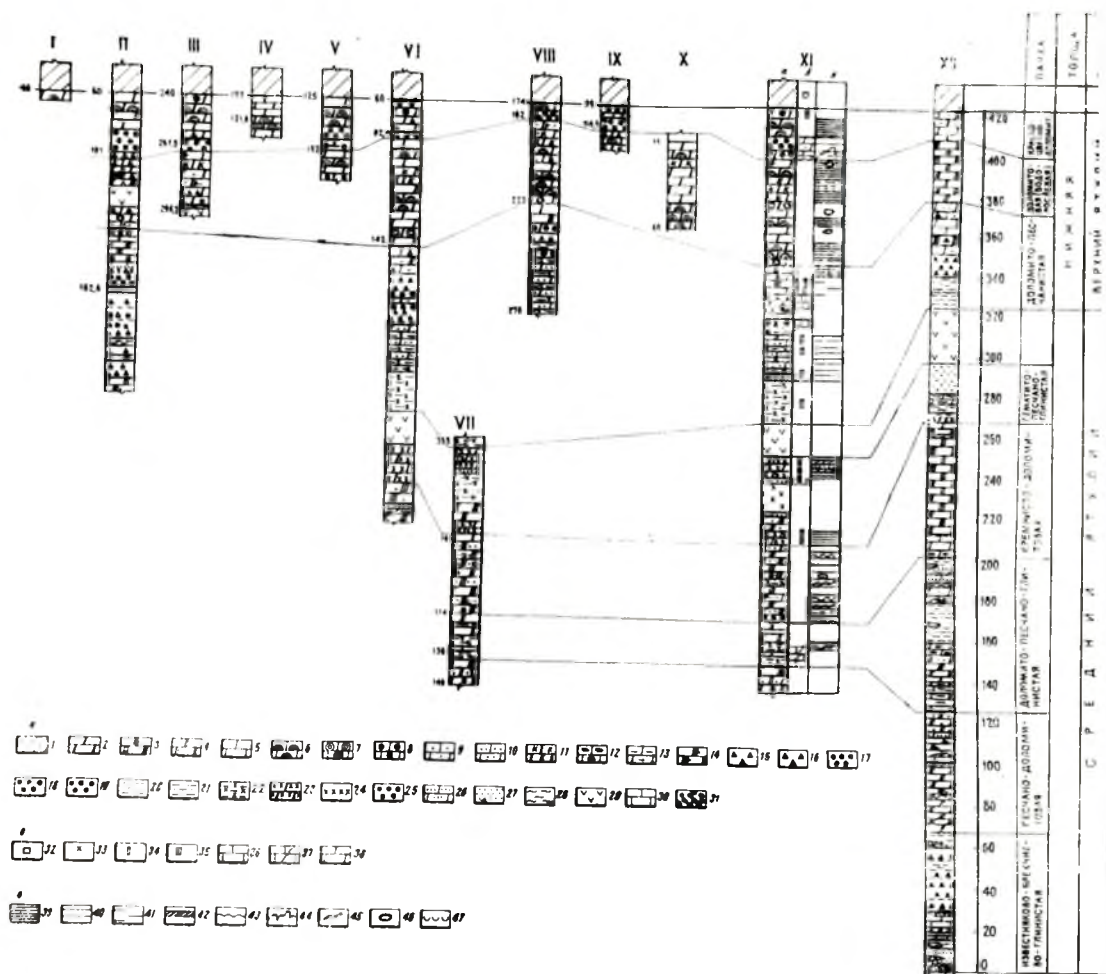
В основании верхнего ятулия залегают карбонатные породы, которые разделяются на несколько пачек и соответствуют верхам туломозерской свиты по стратиграфической схеме СЗТГУ. Эти породы мы условно относим к первой (карбонатной) толще верхнего ятулия (фиг. 51). Снизу вверх здесь описан следующий разрез:

Доломито-песчанистая пачка, вскрытая скважинами в районе д. Тявзни — Фоймагубы, д. Каргачево и частью скважиной к востоку от д. Типиницы, в основании сложена неслоистыми, бурыми с вишневым оттенком слюдыстыми (глинистыми) сланцами с гематитом (22 м). Выше располагается зона ритмичного переслаивания бурых, розовых сильно песчаных доломитов и темно-бурых, темно-вишневых, кирпично-красных гематито-слюдыстых сланцев. В основании слоя ритма залегают сильно песчаные доломиты, которые к кровле постепенно переходят в гематито-слюдыстые сланцы. Границы между ритмами резкие. В скважине к востоку от д. Типиницы насчитывается до 6, а в скважине у д. Каргачево — 16 слоев-ритмов. Темно-вишневые сланцы обычно неслоистые. В переходных разностях от сильно песчаных доломитов к сланцам наблюдается горизонтальная слоистость от 1 мм до 1 см, обусловленная различным цветом прослоек. Местами как сланцы, так и доломиты брекчированы. Остроугольные обломки бурых и розовых доломитов сцементированы светлым доломитом. В скважинах в районе д. Каргачево и к востоку от д. Типиницы сланцы пронизаны сетью кальцитовых жилок. Мощность зоны переслаивания к скважине у д. Каргачево 26 м, в скважине к востоку от д. Типиницы 28 м. Выше отмечаются темно-коричневые сланцы, сланцевые и редко доломитовые брекчии, доломитовые песчаники и песчаные доломиты. Характерным для этой части разреза является появление в сланцах аутигенного турмалина. Мощность указанных пород колеблется от 15 до 60 м. Кровля пачки сложена розовыми и красными тонко- и мелкозернистыми песчанистыми доломитами и в незначительном количестве доломитовыми брекчиями. Иногда наблюдается чередование (скважины к востоку от д. Типиницы) почти бескварцевых и сильно песчаных доломитов. Горизонтальная слоистость (мощность слоев 1 см) намечается по присутствию песчаного материала.

Мощность пачки в скважине, вскрытой в районе Тявзни — Фоймагубы, 74 м, в скважине у д. Каргачево — 80 м, в скважине к востоку от д. Типиницы вскрытая мощность 55 м.

Доломитовая (водорослевая) пачка подсечена всеми скважинами, пробуренными по карбонатным породам. Пачка характеризуется преобладающим развитием тонкозернистых (пелитоморфных) серых и светло-розовых доломитов, практически почти лишенных примеси терригенного кварца. Кремнезем большей частью присутствует в виде аутигенного кварца, довольно равномерно обогащающего доломит и по размеру зерен не отличающегося от доломитовых зерен. В доломитах встречаются водорослевые образования, которые представлены пластовыми и столбчатыми строматолитами, онколитами и нитчатыми разновидностями и являются маркирующим признаком для данной пачки.

Другой маркирующий горизонт пачки — тонкозернистые фарфоровидные светло-серые, светло-розовые с кремоватым оттенком доломиты, обладающие тонкой горизонтальной слоистостью, иногда с воднооползевыми текстурами, очень выдержанной по простиранию и задокументированной во всех скважинах, вскрывших доломитовую пачку. Горизонтальная слоистость обусловлена чередованием слоев до 1 см раз-



Фиг. 51. Схема сопоставления карбонатных разрезов ятулия по отдельным скважинам восточного крыла Онежской структуры. Сводные разрезы по западному и восточному крыльям Онежской структуры.

Разрезы по скважинам: I — Устье р. Путка; II — Тявзия — Фоймагуба; III — Тявзия; IV — р. Падьма; V — р-н Кузаранды; VI — д. Каргачево (р-н Кузаранды); VII — д. Типиницы; VIII — к востоку от д. Типиницы; IX — д. Вороний Мыс; X — д. Тамбицы; XI — сводная колонка карбонатных пород ятулия по восточному крылу Онежской структуры; а — состав пород; б — наиболее характерные примеси или состав цемента обломочных пород; в — текстурные особенности; XII — сводная колонка карбонатных пород ятулия по западному крылу Онежской структуры (по В. А. Соколову, 1963).

а. 1 — породы второй толщи верхнего ятулия. Доломиты; 2 — тонкозернистые (0,05—0,1 мм); 3 — мелкозернистые (0,1—1,0 мм); 4 — среднезернистые (1,0—3,0 мм); 5 — крупнозернистые (более 3 мм); 6 — строматолитовые; 7 — ояколитовые; 8 — оолитовые (псевдооолитовые); 9 — песчаные; 10 — сильно песчаные; 11 — с тонкой горизонтальной слоистостью; 12 — с кремнистыми образованиями различной формы; 13 — слюдяные; 14 — доломито-кремнистые породы; 15 — доломитовые брекчин; 16 — сланцевые брекчин; 17 — доломитовые песчаники (до 5 мм); 18 — доломитовые гравелиты (5—10 мм); 19 — доломитовые конгломераты (1 см); 20 — глинистые (слюдяные) сланцы; 21 — песчано-глинистые (слюдяные) сланцы; 23 — карбонатно-гематитовые (гематитовая руда) и полевошпатовые с гематитом сланцы; 24 — прослой гематита; 25 — обломки тонкозернистых (сливных) кварцитов; 26 — песчаники с доломитовым цементом; 27 — кварцевые песчаники и кварцито-песчаники; 28 — сланцы хлоритовые; 29 — основные эффузивы; 30 — известняки; 31 — кварцевые конгломераты.

б. 32 — пирит; 33 — гематит; 34 — турмалин; 35 — полевой шпат; 36 — песчано-кальцитовый цемент; 37 — жилки карбоната; 38 — доломитовый цемент;

в. 39 — тонкая горизонтальная слоистость (до 2 см); 40 — крупная горизонтальная слоистость (более 2 см); 41 — нечеткая горизонтальная слоистость; 42 — косая слоистость; 43 — размывы; 44 — стилолитовые швы; 45 — водоуползневые текстуры; 46 — пористость (кавернозность); 47 — трещины усыхания.



личного цвета, среди которых, в свою очередь, имеются еще более тонкие слои до 1 мм, обусловленные различной интенсивностью оттенков того цвета, в который окрашены более крупные слои. В некоторых случаях слоистость, кроме того, подчеркивается прослойным расположением аутигенного кварца. Мощность пачки 36—52 м.

Красноцветно-доломитовая пачка в нижней части сложена обломочными доломитами: доломитовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, доломитовыми брекчиями, сцементированными песчано-карбонатным материалом. В нижней части пачки наблюдаются стилолитовые швы, линзообразная и косая слоистость, а также обилие кварцевого песчаного материала с бурыми окислами железа. В верхней части пачки развиты розовые, красные орсолитовые и тонкозернистые доломиты, среди которых встречены водорослевые образования типа пластовых и столбчатых (куполообразных) строматолитов. Пачка характеризуется отсутствием выдержанной горизонтальной слоистости, последняя встречается только в породах с водорослевыми образованиями. Мощность пачки уменьшается в южном направлении от 32 (район Тяззин — Фоймагубы) до 8 м (к востоку от д. Типиницы).

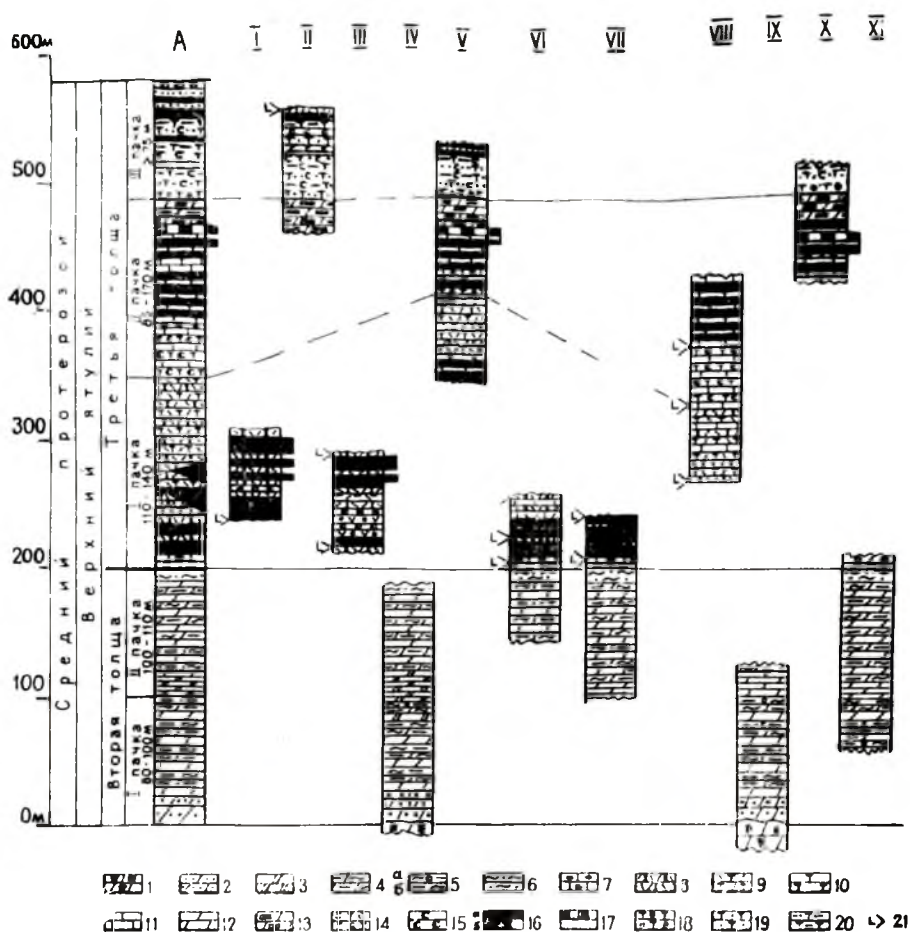
Породы описываемой пачки на Заонежском полуострове отмечены ранее в районе д. Кузаранды, на Южном Оленьем острове. Кроме того, в других районах Прионежья они были установлены в пяозерском, усунском, красногорском и других разрезах (Соколов, 1963). Во всех районах эта пачка отделяет туломозерскую свиту (по схеме СЗТГУ) или терригенно-карбонатную толщу от вышележащих свит или толщ, т. е. является своеобразным маркирующим горизонтом.

Вышележащие толщи пород, известные в литературе под названием заонежской свиты (легенда к геологическим картам СЗТГУ), шунгито-карбонатно-сланцевой толщи (Соколов, 1963), заонежско-лижемского комплекса (Тимофеев, 1935), были вскрыты буровыми скважинами на полную мощность. Это позволило получить новые материалы о составе, строении и мощности описываемых образований, а также предложить схему их стратиграфического расчленения на толщи с различным количеством пачек.

Вторая толща верхнего ятулия (фиг. 52) (нижняя подсвита заонежской свиты) хорошо прослежена скважинами на всей территории Заонежского полуострова от южной его конечности в районе д. Гамбицы к центральной части — район деревень Кузаранда, Фоймагубы, Зажогино и до северной части в районе устья р. Путки и оз. Хожезера. Породы данной толщи на всей площади выдержаны по мощности 190—200 м. По составу и строению толща делится на две пачки.

Первая пачка мощностью 80—110 м сложена в основании полевошпато-кварцевыми алевролитами и песчаниками с серицито-хлорито-карбонатным цементом с прослоями песчанистого доломита, в котором иногда встречаются обломки карбонатной породы. Верхняя часть интервала нередко состоит из тонкозернистого доломита. Мелкообломочный материал пород слабо окатан и не сортирован, представлен кварцем и альбитом, аксессуарным цирконом, турмалином, апатитом, рутилом. В породе вкраплены крупные кристаллы пирита и короткотаблитчатые листочки биотита. Мощность алевролитов и песчаников колеблется от 5 до 25 м. Выше осадки первой пачки имеют груборитмичное строение. Мощность слоев-ритмов от 2—3 м в районе д. Тамбицы до 7—10 м в районе деревень Зажогино, Фоймагубы. В подошве слоев-ритмов залегают тонкозернистые серые или коричневато-серые доломиты с различным содержанием кварцево-альбитовых включений. В кровле развиты сланцы. От подошвы ритма к кровле наблюдаются постепенные





Фиг. 52. Сводная стратиграфическая схема сопоставления разрезов верхнего ятули второй и третьей толщ территории Заонежского полуострова.

А — сводная стратиграфическая колонка, I, II, III — с. Великая Губа; V — оз. Яндомозеро, северо-западный берег; IV, VI — д. Фоймагуба; VII — оз. Керацкое, к северо-востоку от озера; VIII, X — пос. Шуньга; IX, XI — д. Кузаранда.

1 — доломиты первой толщи. Вторая толща: 2 — полевошпато-кварцевые алевриты и песчаники с серицито-хлорито-карбонатным цементом; 3 — тонкозернистые доломиты и доломитовые (карбонатные) сланцы; 4 — кварцево-серицито-карбонатные и кварцево-серицито-хлорито-карбонатные (алеврито-глинисто-карбонатные) сланцы; 5: 6 — кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-серицитовые (алеврито-глинистые) сланцы, а — те же разновидности с содержанием углерода; 6 — кварцево-серицито-хлоритовые сланцы и полевошпато-кварцевые алевриты. Третья толща: 7 — известково-доломитовые сланцы с порфиروبластовой структурой, частью шунгитсодержащие; 8 — кремнисто-альбито-актинолитовые, кремнисто-альбито-хлоритовые сланцы, частью шунгитсодержащие; 9 — туфы витрокластические алевритовые и псаммитовые; 10 — туфы литокристалловитрокластические и туффы; 11 — известняки и доломитовые известняки; 12 — доломиты; 13 — доломито-биотитовые сланцы; 14 — шунгитсодержащие породы; 15 — шунгиты IV разности; 16: а — шунгиты II разности, б — шунгиты III разности; 17 — лидиты; 18 — туфоконгломераты; 19 — туфопесчаники; 20 — туфосланцы; 21 — расположение в разрезах интрузий габро-диабазов.

переходы. В доломитах отмечается появление отдельных слоев, а затем и преобладание кварцево-серицито-хлоритовых и кварцево-серицито-хлорито-карбонатных (первично песчано-глинисто-карбонатных) сланцев. Местами в сланцах наблюдается скопление углерода в виде тонких слоев или прерывистых линзочек, породы при этом приобретают темно-серый цвет. В сланцах кровли ритмов прослежена горизонтальная микроритмичная слоистость. Породы насыщены неравномерно рассеянным кристаллическим пиритом. Мощность доломитов и сланцев от 55 до 80 м.

В породах первой пачки отмечена кварцево-апатито-альбитовая минерализация. Наиболее сильно минерализованы породы района д. Фоймагубы, где установлено крупное тектоническое нарушение.

Вторая пачка мощностью 85—105 м представлена кварцево-серицито-хлоритовыми (песчано-глинистыми), кварцево-серицито-хлорито-карбонатными (песчано-глинисто-карбонатными), кварцево-серицито-карбонатными, карбонатными сланцами и, подчиненно, полевошпато-кварцевыми алевролитами. Для пород второй пачки характерна горизонтальная микроритмичная слоистость. Микроритмы имеют мощность 2—3 см, а внутри их прослеживается горизонтальная, нередко прерывистая слоистость со слоями в доли миллиметра.

В нижней части пачки преобладают карбонатные сланцы, часто массивного сложения, переходящие в светло-зеленые и коричневато-серые доломиты. Мощность этого горизонта 25—30 м.

Средняя часть разреза второй пачки представлена кварцево-серицито-хлоритовыми, кварцево-серицито-хлорито-карбонатными и серицито-карбонатными (в мелкоритмичном переслаивании) породами типа кривозеритов, известных в пределах западного крыла Онежской структуры. Мощность этих пород 50—60 м.

Кровля второй пачки сложена кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами и мелкозернистыми полевошпато-кварцевыми алевролитами в мелкоритмичном переслаивании. Мощность этой части пачки не превышает 24 м.

Третья толща верхнего ятулия (верхняя подсвита заонежской свиты) характеризуется обилием в осадках вулканогенного материала как тонкопирокластического, так и хемогенного, а также наличием шунгитовых пород, которые установлены на трех стратиграфических уровнях. Общая мощность третьей толщи 350—400 м. По составу пород, строению разреза, характеру структурных особенностей пород осадки третьей толщи разделены на три пачки.

Первая пачка мощностью 110—140 м сложена в основании шунгит-содержащими тонкослоистыми известково-доломитовыми сланцами, местами с порфиروبластовой структурой и слоями шунгито-кремнисто-альбито-хлоритовых пород. Контакт с осадками второй толщи достаточно отчетливо выражен сменой состава пород и изменением их текстур. В зоне контакта в породах не встречается четкая слоистость, появляются крупные порфиробласты кальцита, наблюдаются псевдоморфозы хлорита по пириту. Мощность горизонта известково-доломитовых сланцев 9—10 м.

Выше залегает горизонт с преобладанием в разрезе слоев шунгита II, III, IV разностей и альбито-хлорито-кремнистых сланцев. По сочетанию и последовательности пород, содержанию в них углерода эта часть разреза не выдержана по латерали. Так, в районе д. Фоймагубы в составе данного горизонта присутствует слой шунгита III—IV разностей, местами брекчированный, мощностью 14 м, с включениями альбито-кремнистого состава. На шунгите залегают груборитмичные породы с мощностью ритмов 1—1,5 м. Подошва ритмов сложена кристаллит-рокладистическими тонкоалевролитовыми туфами и альбито-кремнисто-хлоритовыми с актинолитом сланцами. В кровле, занимая большую часть ритма, наблюдаются шунгиты III и реже II разностей, иногда шунгитовые сланцы с различным количеством кремнистых включений округлой и линзовидной формы. Мощность груборитмичных осадков 18—20 м.

К югу от д. Фоймагубы в районе северо-восточнее оз. Керацкого в данной части разреза вскрыто 40 м шунгитов III—IV разностей с не-

правильными включениями и слоями альбито-кремнисто-хлоритового сланца. Слой шунгита подстилается брекчией альбито-кремнистого сланца, где цемент и обломки одного состава.

В районе с. Великая Губа нижняя часть разреза первой пачки имеет еще более существенные отличия от вышеописанных разрезов. Определить полную мощность горизонта здесь не представляется возможным, поскольку не вскрыт нижний контакт третьей толщи. Но и вскрытая часть разреза имеет мощность не менее 100 м. Шунгиты II и III разностей с мощностью слоев 4—10 м в основании пачки переслаиваются не только с витрокластическими туфами и альбито-кремнисто-хлоритовыми сланцами, но и с маломощными потоками (?) миндалекаменных диабазов. Здесь возрастает содержание углерода в шунгитах, и они представлены в своей большей части шунгитами II разности.

Завершается шунгитсодержащий горизонт зеленовато-серыми горизонтальнослоистыми тонкоалевритовыми витрокластическими туфами, альбито-кремнисто-хлоритовыми и шунгито-альбито-кремнисто-хлоритовыми сланцами, слагающими микроритмы в 1—4 см. Мощность этих образований 8—10 м.

Верхняя часть разреза первой пачки представлена горизонтальнослоистыми витрокластическими алевритами, реже псаммитовыми туфами, кремнисто-альбито-хлоритовыми и шунгито-кремнисто-альбито-хлоритовыми сланцами с актинолитом. Слоистость в нижней части горизонта неравномерная, в верхней — четкая микроритмичная. Наблюдаются редкие прослои доломитовых известняков с актинолитом мощностью 0,7—1,5 м.

Мощность верхней части пачки колеблется от 60 м в районе д. Фоймагубы до 30 м в районе северо-западного берега оз. Яндомозера, где возрастает мощность нижней части первой пачки.

Вторая пачка мощностью 85—170 м сложена в основании литовитрокристаллокластическими туфами псаммитовой структуры в ритмичном переслаивании с доломитовыми известняками. Подчиненно в кровле ритмов присутствуют шунгиты III—IV разностей с содержанием углерода до 31,7%. Мощность ритмов до 0,4—0,1 м. Туфы, в мелкопесчаной фракции, представлены стеклом, частью раскристаллизованным до тонкофельзитовой массы, остроугольными обломками кварца, плагиоклаза, микроклина, диабазов. Встречены обломки, замещенные карбонатом, и короткотаблитчатые листочки биотита. Нередко в туфах наблюдается значительное количество углерода (до 13,4%), как распыленного в цементе, так и образующего оболочки вокруг песчинок. Подобные осадки прослежены в основании второй пачки на всей площади Заонежья и имеют мощность от 20 (оз. Яндомозеро) до 36 м (д. Шуньга).

Следующий горизонт мощностью 15 м сложен породами, аналогичными предыдущим, но отличается строением разреза. Здесь прослежены крупные ритмы от 4 до 8 м, которые в подошве представлены шунгитсодержащими доломитовыми известняками и доломитами, а в кровле доломитами, сланцами и шунгитами III разности в мелкоритмичном переслаивании.

Выше в разрезе сохраняется груборитмичное строение, мощность ритмов 1,5—8 м. Однако большую часть ритмов слагают шунгиты III разности с содержанием углерода до 25—27%; в подошве наблюдаются доломитовые шунгитсодержащие известняки, мощность которых не превышает  $\frac{1}{6}$  части ритма. В шунгитах присутствует рассеянная примесь кварца, микроклина, чешуек серицита и хлорита, карбоната, тончайшие слои туффита. Мощность горизонта достигает 40 м в районе Шуньги и Фоймагубы и 20—25 м в районе Великой Губы.



Доломитовые известняки и доломиты в тонком переслаивании с их шунгитсодержащими разностями и слоями тонкозернистого туффита и алевролита составляют следующий горизонт, мощность которого 10—17 м. Местами в этом горизонте встречаются сингенетические брекчии. В верхней части обнаружен прослой шунгита III разности. Породы сильно насыщены пиритом.

Выше залегает наиболее продуктивный на шунгиты горизонт второй пачки мощностью 25—40 м. Эта часть разреза хорошо прослежена на всей территории Заонежского полуострова (район оз. Яндомазера, деревень Поля, Фоймагубы, Зажогина, Шуньги). Шунгиты данного горизонта давно известны как месторождения в деревнях Шуньга и Максого. Горизонт представлен шунгитами II и III разностей в переслаивании с шунгитсодержащими известняками и доломитами, преобладают прослои шунгитов, мощность их от 3 до 6—8 м, содержание углерода 32,1—56,8%. В районе д. Поля горизонт почти нацело сложен шунгитами II разности с содержанием углерода 39,7—47,5%. Мощность слоя 24 м.

В шунгитах наблюдаются включения кристаллов и слоев карбоната, скопления хлорита и реже мелкообломочного рассеянного кварца и слюды. В породе встречено обилие пирита в виде слоев, линз, гнезд и жилок. Местами шунгиты брекчированы и сцементированы кальцитом.

В верхней части горизонта всюду прослежен слой лидита мощностью 2,6—6 м, иногда разделенный на два более маломощных слоя. Кровля второй пачки сложена биотито-доломитовыми сланцами со слоями шунгито-биотито-хлорито-доломитовых сланцев. Слоистость тонкая, горизонтальная, местами прерывистая. Горизонт выдержан по простиранию и имеет мощность 20—30 м.

Третья пачка с установленной мощностью 70—80 м известна лишь в своей нижней части в районе д. Шуньга — с. Великая Губа — оз. Яндомазеро. В основании пачки залегают туфоконгломераты и туфопесчаники. Породы содержат обломки шунгита, шунгитсодержащего известняка, туфа, биотито-доломитового сланца размером до 0,5—0,15 см. Цемент тонкообломочный состоит из стекла, плагиоклаза, кварца, доломита, обилия листочков биотита, серицита, хлорита. Туфоконгломераты (мощность слоя до 5 м) прослежены скважинами и в обнажениях в полосе от юго-восточной оконечности губы Святуха до дороги на д. Терехово.

Выше залегают шунгитсодержащие туфоалевролиты и туфосланцы с шунгитом IV разности в кровле слоев-ритмов мощностью 0,2—0,3 м. В верхней части слоев-ритмы увеличивают мощность до 0,8 м и мощность шунгита в кровле ритмов. Пирит переполняет породу. Мощность горизонта устанавливается до 27 м. Шунгиты III—IV разностей слагают верхнюю часть известного разреза третьей пачки. Слои мощностью 2—6 м имеют в подошве шунгитсодержащие туфоалевролиты и туфосланцы. Шунгиты содержат в различных количествах примеси и тонкие слои алевритового материала из остроугольного кварца, реже микроклина и слюды. Содержание углерода в шунгитах 15,5—30,7%. В туфоалевролитах углерода содержится до 9,3—11,5%. Известная мощность горизонта 10 м.

Образования третьей толщи верхнего ятулия пронизаны силами габбро-диабазов и диабазов. Нижний силл диабазов мощностью 66—91 м залегает в осадках на границе второй и третьей толщ. Он описан в разрезах у деревень Фоймагубы, Кузаранды, к северо-востоку от оз. Керацкого.



Выше следуют еще два однотипных силла габбро-диабазы мощностью 70—75 м, которые прорывают образования первой пачки. Все три силла прослежены по керну скважин в районе д. Фоймагубы. Вверх по разрезу в пределах образований второй пачки в этом же районе отмечено еще два силла мощностью 93 и 10,6 м. В районе д. Шуньги на этом стратиграфическом уровне наблюдалось тоже два силла мощностью 77 и 6,8—50 м. Силлы сложены полнокристаллическими габбро-диабазами средне- и крупнозернистыми с тонкозернистыми и афанитовыми разностями в нижнем и верхнем контактах. В зоне экзоконтакта с габбро-диабазами вмещающие породы сильно брекчированы, пронизаны жилами кальцита и сульфидов. Габбро-диабазы содержат ксенолиты вмещающих пород. Указанные выше пять интрузивных силлов габбро-диабазов прослежены в разрезах центральной части Заонежского полуострова от Шуньги до Фоймагубы и далее на юг.

В районе с. Великая Губа и к востоку и западу от него встречено четыре мощных силла габбро-диабазов. В верхнем контакте третьего силла наблюдается миндалекаменная текстура в диабазе, а выше встречается маломощный поток (?) миндалекаменных диабазов мощностью 4—8 м. Все силлы пронизывают осадки нижней части первой пачки, нижний контакт первой пачки в районе не вскрыт. Среди образований верхней части первой пачки, второй пачки и нижней части третьей пачки силлы габбро-диабазов не встречены. И лишь среди пород третьей пачки, в ее верхней части (известной в данном районе), отмечена интрузия габбро-диабазы.

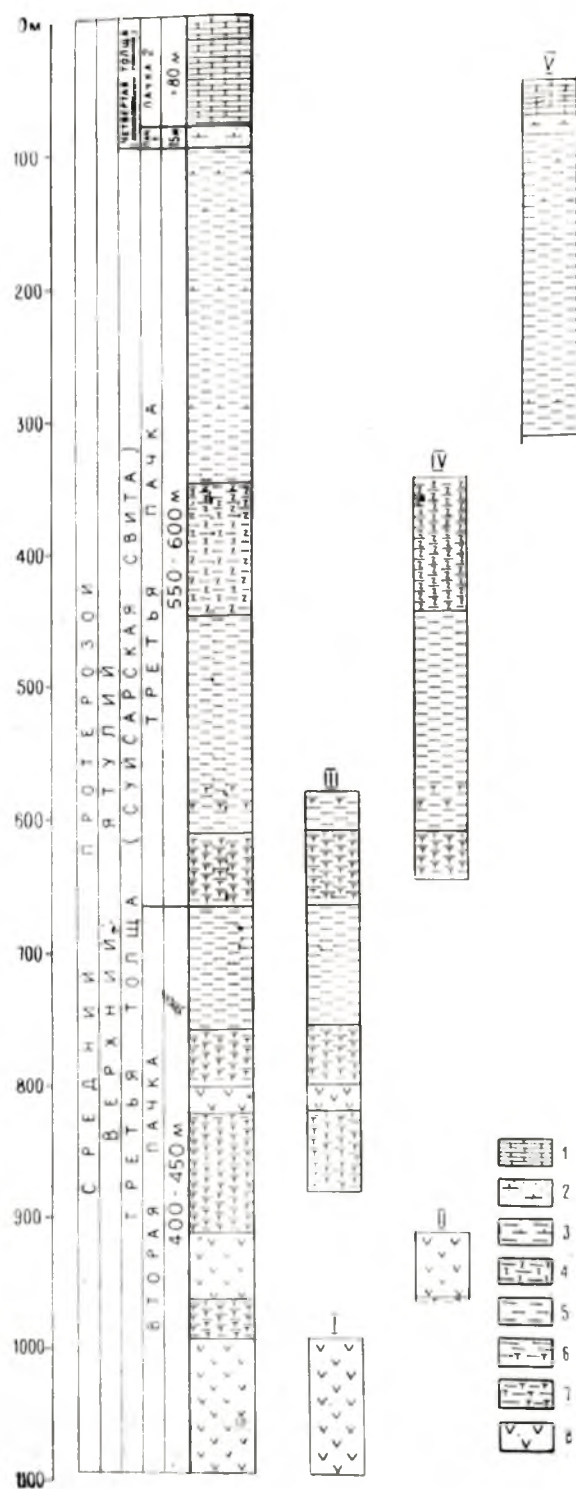
Количество силлов габбро-диабазов, возможно, непостоянно в различных частях структуры, но не менее пяти. Наибольшее количество их (три—четыре) с наибольшими мощностями встречено среди образований первой пачки третьей толщи.

### Участок оз. Мунозера

В западной части Заонежского полуострова, между оз. Космозером и Кефтьень-губой на востоке и оз. Ладмозером и Уницкой губой на западе, располагается полоса развития предположительно верхнеятулийских вулканогенно-осадочных пород, относимых ранее к суйсарской свите. Эти образования слагают пологую синклиналь длиной до 60 км при ширине 10—12 км. В осевой части этой структуры располагаются оз. Мунозеро и р. Муна, по названию которых тектоническая структура получила название Мунозерской.

В указанном районе Северо-Западным территориальным геологическим управлением одновременно с геологической съемкой (1966—1970 гг.) проведены горные и буровые работы, которые позволили описать более чем 1000-метровый разрез вулканогенно-осадочных пород, предварительно выделяемых здесь в составе четвертой (суйсарская свита) и пятой (мунозерская свита) толщ верхнего ятулия (фиг. 53).

Основание вскрытой части четвертой толщи верхнего ятулия (нижнесуйсарская подсвита) образуется диабазы и переслаивающимися с ними туфами и туффитами, которые слагают крылья синклинальной структуры. В восточном крыле они прослеживаются полосой между оз. Ванчезером и Кефтьень-губой и у оз. Космозера. В западном крыле эти породы известны у оз. Ладмозера, оз. Мижезера, губы Умпага и у д. Липовицы. Разрез пачки, изученный по обнажениям, горным вы-



Фиг. 53. Сводная стратиграфическая схема сопоставления разрезов верхневульских образований по скважинам, горным выработкам и обнажениям в пределах Мунозерской синклинальной структуры.

I — в районе между Уницкой губой и оз. Мижезером; II — в районе оз. Тютюзера; III — в районе оз. Мижезера; IV — в районе д. Красная Сельга; V — в районе оз. Мунозера.

1 — известняки; 2 — известковые гравелиты, песчаники, алевролиты с редкими прослоями туффитов; 3 — шунгитсодержащие туффиты с прослоями известковых алевролитов, песчаников и известняков; 4 — пестроокрашенные ожелезненные шунгитсодержащие туффиты; 5 — шунгитсодержащие туффиты; 6 — шунгитсодержащие туффиты с редкими маломощными прослоями туфов; 7 — ритмично чередующиеся туфы и туффиты; 8 — диабазы.

работкам и частью по керну скважины (см. фиг. 53—1, 2, 3), в западном крыле структуры, следующий (снизу вверх):

1. Диабазы зеленовато-серые тонко- и мелкозернистые, массивные. Мощность 100 м.

25-метровый перерыв.

2. Туфы и туффиты ритмичнослоистые. Ритмы двухкомпонентные мощностью до 15—20 см. В основании ритмов зеленовато-серые грубозернистые псаммитовые туфы (до 2 см), постепенно переходящие в алевроитовые (до 8 см). В кровле ритмов микро- и тонкослоистые (от 0,5 мм до 1—2 см) зеленовато-серые и темно-серые алевроитовые и пелитовые туффиты (до 5—10 см). Слоистость параллельная, в кровле ритмов — пологая волнистая. Предполагаемая истинная мощность 30 м.

3. Диабазы зеленовато-серые тонко- и мелкозернистые с горизонтом шаровых лав (1,5—2,0 м) в подошве. Шары уплощенные, диаметром от 0,5 до 1—1,5 м. Выше аналогичные диабазы со столбчатой отдельностью. Истинная мощность 50 м.

После 20-метрового перерыва развиты ритмичнослоистые туфы и туффиты, вскрытые скважиной на западном крыле структуры.

4. Алевроитовые и пелитовые зеленовато-серые и темно-серые туффиты. Ритмичность обусловлена тонким и средним чередованием лент-ритмов туффитов, алевроитовых в основании и пелитовых в кровле. Спорадически в подошвах таких микроритмов наблюдаются мелкозернистые и алевроитовые туфы. Мощность микроритмов до 5—10 (редко 20) см. Вскрытая мощность 5 м, предполагаемая 25—30 м.

5. Туфы и туффиты ритмичнослоистые. Неравномерное ритмичное чередование зеленовато-серых, темно-серых туфов и зеленовато-серых до черных алевроитовых и пелитовых туффитов. Слоистость параллельная, от грубой сортированной в туфах до тонкой и микрослоистой в туффитах, ритмичная. Ритмы двухкомпонентные: в подошвах туфы, в кровле — туффиты. Для туфов характерна прямая сортированная грубая слоистость, от крупнозернистых псаммитовых в основании до средне-, мелкозернистых и алевроитовых, переходы постепенные. С уменьшением зернистости вверх возрастает количество алевроитовой примеси в псаммитовом туфовом материале. В подошвах ритмов сортировка значительно лучше. С уменьшением зернистости связано и изменение окраски. Зеленовато-серые тона характерны для крупнозернистых псаммитовых туфов, постепенно через зеленовато-темно-серые они переходят в темно-серые алевроитовые. Темно-серые тона окраски связаны с примесью тонкораспыленного шунгита. Нижние границы наложения туфов чаще волнистые и неправильные с нарушенной слоистостью (оплывины, сингенетичные обломки и т. д.).

Туффиты, в отличие от туфов, обладают лучшей сортировкой, материал в них, как правило, алевроитовый и пелитовый. Для них характерна параллельная прямая и пологая волнистая (до линзовидноволнистой) слоистость, реже мелкая косая однонаправленная. Слоистость по масштабу от тонкой до средней, часто усложнена микроскладчатостью, ритмичная. Ритмичность обусловлена частым чередованием туффитов алевроитовой и пелитовой размерностей, ленточная. Иногда ленты-ритмы усложнены появлением в основании маломощных слоев псаммитовых туфов (двухкомпонентные микроритмы). В кровле макроритмов слоистость часто нарушена внутрислоевыми сбросами, оползневыми процессами и размывами. Мощность макроритмов туфо-туффитов от 0,30 до 2,70 м. Общая мощность 60,0 м.

6. Диабазы зеленовато-серые массивные от афанитовых в кровле и подошве до мелкозернистых в средней части тела. Мощность 20 м.

7. Туфы и туффиты ритмичнослоистые. Неравномерное ритмичное чередование массивных и грубослоистых псаммитовых туфов и алевроитовых и пелитовых туффитов. Ритмы двухкомпонентные: в подошвах туфы, в кровле — туффиты.

Туфы — зеленовато-серые, зеленовато-темно-серые, темно-серые неравномернозернистые породы с прямой сортированной слоистостью (от крупнозернистых псаммитовых до алевроитовых) в полностью сохранившихся ритмах; чаще же мелкозернистые массивные, неслоистые. Подошвы туфовых прослоев или прямые, или волнистые, часто с сингенетичными обломками, свидетельствующими о местных размывах.

Туффиты — зеленовато-серые, темно-серые (до черных) алевроитовые и пелитовые породы. Слоистость в них параллельная прямая, в верхней части кровли ритмов часто пологая волнистая, линзовидноволнистая, реже мелкая косая.

В верхней части кровли ритмов слоистость часто нарушена внутрислоевыми оползнями и размывами. По масштабу слоистость от микро- до среднеслоистой.

Ритмичность неравномерна по масштабу: от микро- (до 10—15 см) до макроритмичной и грубой порядка 0,50—3,0 м. Снизу вверх по разрезу в макроритмах наблюдается постепенное уменьшение зернистости и мощности псаммитовых туфов, наряду с ростом верхней туффитовой части ритмов. В верхней части разреза ритмы уже довольно нечеткие, преобладают туффиты, но в основаниях ритмов еще встречаются спорадически преимущественно мелкозернистые псаммитовые туфы. Мощность 40—50 м.

8. Туффиты. Неравномерное ритмичное переслаивание зеленовато-серых и темно-серых крупнозернистых и мелкозернистых алевроитовых и темно-серых пелитовых туффитов. Слоистость параллельная, неравномерная, от тонкой до грубой, ритмичная. Слоистость обусловлена многократным чередованием пачек грубослоистых (0,1—0,4 м) крупнозернистых алевроитовых туффитов, разделенных многослоями (0,10—0,15 м) тонкого чередования зеленовато-серых и темно-серых мелкозернистых алевроитовых и пелитовых туффитов с более мощными пачками (более 0,20 м) тонкочередующихся туффитов. Спорадически отмечаются маломощные, довольно редкие слои мелкозернистых псаммитовых и алевроитовых туфов. Присутствуют сингенетичные обломки туффитов. В верхних частях пачек тонкочередующихся туффитов слоистость часто пологая волнистая и линзовидноволнистая. Мощность 90 м.

Истинная мощность пород около 400—450 м.

В кровле четвертой толщи верхнего ятулия (верхнесуйсарская подсвита) туфы и туффиты развиты на крыльях, а также в замковых частях Мунозерской синклинальной структуры. Обнажения их наиболее многочисленны в районах озер Ванчезера, Турастамозера и Ладмозера, где породы обнажаются полосой шириною около 5—6 км в замковой части структуры, обрамляя ее с северо-запада. Менее развиты они в западном крыле вдоль восточного берега Уницкой губы, где слагают полосу шириной около 1 км, обнажаясь по восточным берегам оз. Мижезера, губы Умпага, в районе пос. Ламбасручей, д. Вегорукса и далее на юго-восток, замыкаясь с восточным крылом северо-западнее д. Липовицы. Восточное крыло не обнажено, перекрыто чехлом четвертичных отложений.

Наиболее полно изучены породы в западном крыле структуры. Здесь они вскрыты с поверхности горными выработками и пересечены на глубине скважинами колонкового бурения. Разрез подсвиты описан по керну скважин снизу вверх.



1. Туфы и туффиты ритмичнослоистые. Неравномерное чередование зеленовато-серых, зеленовато-темно-серых массивных псаммитовых туфов и зеленовато-серых и темно-серых тонкозернистых слоистых туффитов. Слоистость параллельная, от грубой и средней в туфах до тонко- и микрослоистой в туффитах, ритмичная. Ритмы двухкомпонентные: в подошве — туфы, в кровле — туффиты.

Туфам также присуща прямая сортированная слоистость, от крупнозернистых псаммитовых внизу до мелкозернистых и алевроитовых в нижней части ритмов. Сортировка туфового материала средняя, наблюдается значительная примесь алевроитового материала, причем в верхней части подошвы его больше. Изменение зернистости снизу вверх постепенное.

Туффиты, слагающие кровли макроритмов, мелкозернистые алевроитовые и пелитовые, от микро- до среднеслоистых. Слоистость в туффитах параллельная прямая, в кровле макроритмов часто переходит в пологую волнистую и линзовидноволнистую. В кровле макроритмов в туффитах и подошве туфов наблюдаются сингенетичные обломки туффитов, свидетельствующие о размывах. Нижние границы туфовых прослоев или резкие прямые, или волнистые. Для туффитов характерна ленточная ритмичность: в основании ленты алевроитовые, в кровле — пелитовые туффиты. Изредка ритмичность становится двучленной в связи с появлением в основаниях лент-ритмов маломощных (от 1 до 10—15 см) псаммитовых туфов с прямой сортированной слоистостью (элементарные микроритмы низшего порядка). Мощность микроритмов от первых сантиметров до 5, редко 20 см; макроритмов от 0,50 до 3,0 м. Истинная мощность 50,0 м.

2. Туффиты. Частое ритмичное чередование серых алевроитовых (30—50%) и темно-серых алевропелитовых и пелитовых туффитов (50—70%). Переход от нижележащих туфо-туффитов к туффитам постепенный и осуществляется в 40-метровом интервале мощности в нижней части подсвиты. Здесь в переходной зоне среди микро- и тонкоритмичных туффитов иногда присутствуют прослои псаммитовых туфов, образуя средние и грубые слои, разделенные туффитами. Выше верхняя часть слоя сложена уже только шунгитсодержащими туффитами. Слоистость в шунгитсодержащих туффитах параллельная, иногда пологая, волнистая и линзовидноволнистая, по масштабу микро- и тонкослоистая (1 мм — 2 см), редко средняя (5—10 см), в единичных случаях грубая (0,30 м). Слойки правильной формы (границы между слоями резкие прямолинейные) и волнистые. Преобладают пелитовые туффиты. Слойки алевроитовых туффитов маломощные, часто выклиниваются и образуют линзовидные прослои. Ритмичность обусловлена многократным чередованием пары слоев алевроитовой и пелитовой размерностей. Ритмы ленточные, в основании алевроитовые, в кровле пелитовые туффиты. Мощность ритмов чаще всего от долей миллиметра до 5—6 см. Мощности слоев пелитовых туффитов в основном от 1 мм до 1—2 см. Слойки пелитовых туффитов с сортированной прямой слоистостью, от алевроитовых до пелитовых. Наряду с уменьшением зернистости в кровле лент возрастает и количество тонкораспыленного шунгита. В туффитах отмечаются редкие маломощные слои известковых и известковых туффитов. Участками слоистость нарушена внутрислоевыми сбросами и местными размывами, фиксируемыми сингенетичными обломками туффитов. Мощность 160—170 м.

3. Туффиты пестроцветные, ожелезненные, шунгитсодержащие. Частое ритмичное переслаивание пестроцветных мелкозернистых алевроитовых и более темноокрашенных (за счет шунгита) пелитовых туффи-

тов, присутствуют редкие маломощные слойки известковых туффитов. Основной первичный фон породы серый, темно-серый; пестро-желтые, красновато-желтые тона связаны с вторичным изменением окраски (гидроокислами железа) по отдельным слоям. Слоистость параллельная, от микрослоистой до тонкой (0,5 мм—2 см), редко средняя (до 5 см), ритмичная. Форма слойков правильная, границы между ними резкие прямолинейные. Участками слойки не выдержаны по мощности, выклиниваются и становятся линзовидными, линзовидноволнистыми. Довольно часто слоистость нарушена и осложнена внутрислоевыми микросбросами и подводными оползнями. Ритмичность обусловлена многократным чередованием пары слойков, ленточная. Мощность лент-ритмов от 1—2 мм до 4—5 см. Слойки пелитовых туффитов с сортированной прямой слоистостью, в основании алевроитовые, в кровле пелитовые. К кровле слойка возрастает количество тонкораспыленного шунгита. Ритмичность часто усложнена микрослойчатостью. Мощность 100 м.

4. Туффиты известковистые. Тонкое, частью среднеслоистое чередование серых, темно-серых от крупно- до мелкозернистых алевроитовых и темно-серых до черных алевропелитовых и пелитовых туффитов с подчиненными тонкими слойками светло-серых и серых известковых алевролитов, песчаников и известняков. Слоистость параллельная, чаще прямая, ритмичная, участками на границах между отдельными ритмами слабо волнистая. Мощности слойков алевроитовых туффитов от 1—2 мм до 10 см, редко 20 см, алевропелитовых и пелитовых от 1—2 мм до 2 см, редко 10 см. Ритмы, как правило, ленточные: в подошвах — более светлые алевроитовые туффиты, в кровле — пелитовые туффиты. В большинстве случаев верхняя половина ритмов по мощности (в 2—3 раза) превалирует над нижней. Особенно характерны и часты ленты-ритмы от 0,5 до 1,5—2,0 см, редко до 10 см. В основаниях лент-ритмов присутствуют редкие слойки известковых песчаников, алевролитов и известняков. Мощность таких слойков от 1—2 мм до 3—4 см. Отмечаются единичные прослои (5—7 см) со сферолитами карбоната. Мощность 250 м.

Истинная мощность подсвита 550—600 м.

Пятая толща верхнего ятулия (мунозерская свита). В результате геологосъемочных работ в Заонежье, в центральной части Мунозерской синклинальной структуры, впервые установлены карбонатные породы мунозерской свиты<sup>1</sup>, перекрывающие вулканогенно-осадочные породы четвертой толщи верхнего ятулия. Они представлены известняками, известковыми песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами гравелитов в основании и предварительно отнесены к пятой толще верхнего ятулия.

Осадочные образования пятой толщи верхнего ятулия ложатся согласно на вулканогенно-осадочные образования четвертой толщи, выполняя центральную часть Мунозерской синклинальной структуры. Они встречаются в виде отдельных разрозненных обнажений вдоль р. Муны, на восточном берегу оз. Мунозера, а также вскрыты с поверхности горными выработками и пересечены скважиной колонкового бурения (с. фиг. 53, 5), пройденной в центральной части структуры, в районе д. Мунозеро. Породы свиты смяты в мелкие пологие складки с углами падения от 0 до 25°. По литологическому составу вскрытую

<sup>1</sup> Название свиты дано по наименованию заонежской д. Мунозеро, расположенной на берегу оз. Мунозера, где эти образования развиты и впервые были установлены.

часть разреза толщи представляется возможным разделить на две пачки: нижнюю, сложенную известковыми песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами гравелитов в основании, и верхнюю, сложенную обломочно-оолитовыми, псевдооолитовыми и оолитовыми известняками. Как те, так и другие содержат маломощные редкие слойки темно-серых туффитов.

Нижняя пачка пятой толщи (снизу вверх):

1. Серые, темно-серые массивные известковые от песчаных и крупнозернистых (0,30 м) до мелкозернистых (с прямой сортированной слоистостью) алевролиты. Мощность 0,90 м.

2. Ритмичное чередование серых крупнозернистых, темно-серых мелкозернистых известковых алевролитов и подчиненных им прослоев темно-серых туффитов. Слоистость параллельная от тонкой (до 2,0 см) до крупной (0,10 м), ритмичная. В пределах верхнего полуметрового интервала, в нижних частях отдельных элементарных ритмов наблюдаются тонкие (до 1,0 см) слойки серых известковых песчаников. Мощность 2,70 м.

3. Песчаные крупнозернистые известковые алевролиты. Мощность 0,10 м.

4. Грубые слои темно-серых известковых алевролитов (до 0,15 м) с редкими тонкими слойками темно-серых туффитов. Мощность 0,40 м.

5. На волнистой размытой поверхности туффитов лежат нечетко-слоистые крупнозернистые известковые алевролиты с нарушенной слоистостью (оплывины). Мощность 0,50 м.

6. Нечеткое чередование крупнозернистых и мелкозернистых известковых алевролитов. Мощность 0,20 м.

7. Массивные мелкозернистые известковые алевролиты, венчающиеся частично размытыми туффитами (3 см). Мощность 0,70 м.

8. Массивные крупнозернистые известковые алевролиты, участками со слабо выраженной тонкослойчатой текстурой. Мощность 2,20 м.

9. Тонкое и среднеслоистое чередование известковых алевролитов (1—10 см) и темно-серых туффитов (0,1—1,0 см). Слоистость параллельная, пологая волнистая, наблюдаются текстуры вспучивания, нарушающие первичную слоистость и сингенетичные обломки. Мощность 1,40 м.

10. Темно-серые крупнозернистые известковые алевролиты с редкими слойками (до 3,0 см) гравелитов. Гравий представлен кварцем, кварцитом, известняком и туффитами. Мощность 1,30 м.

11. Средние слои (5—6 см) темно-серых известковых алевролитов разделены тонкими слойками темно-серых туффитов. В середине слоя прослой (до 3,0 см) гравелитов. Гравийные обломки представлены кварцем, кварцитом, известняком и туффитом. Мощность 0,35 м.

12. Тонкое чередование известковых алевролитов (до 5 мм) и редко подчиненных им тонких (до 2 мм) слоев почти черных туффитов. Мощность 0,15 м.

13. Крупнозернистые серые известковые песчаники с гравием (до 5—6%), гравий представлен кварцем, кварцевым песчаником и туффитами. Мощность 0,20 м.

14. Средне- и мелкозернистые известковые песчаники. Мощность 0,40 м.

15. Среднеслоистые крупнозернистые известковые алевролиты, разделенные тонкими редкими слойками темно-серых туффитов. Мощность 2,20 м.

Мощность пачки около 15 м.

Как видно из приведенного выше описания, пачка представлена ритмичнослоистыми серыми и темно-серыми (шунгитсодержащими известковыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и подчиненными им туффитами. Слоистость параллельная прямая, реже пологая волнистая, по масштабу от грубой до средней и тонкой, ритмичная. Ритмы от мелких до грубых (3,6 м). Разные части ритма характеризуются определенными литологическими и текстурными особенностями. Основания ритмов, как правило, сложены крупнозернистыми известковыми алевролитами, реже известковыми песчаниками и гравелитами, довольно часто содержат сингенетичные обломки, свидетельствующие о размывах. Для этой части ритма характерна грубая параллельная слоистость, довольно часто сортированная, прямая, с постепенным переходом от крупнозернистых до мелкозернистых. Кровли ритмов сложены ритмичнослоистыми известковыми алевролитами. Ритмичность в них обусловлена частым чередованием известковых алевролитов и туффитов. Изредка в основаниях таких микроритмов (лент) наблюдаются известковые песчаники. Слоистость параллельная, от тонкой до средней, прямая; в кровле ритмов часто пологая волнистая. На отдельных участках в кровле ритмов слоистость нарушена размывами, внутрислоевыми сбросами и оплывинами.

Верхняя пачка, представленная обломочно-оолитовыми и оолитовыми известняками, вскрыта с поверхности рядом горных выработок в осевой части структуры и пересечена скважиной колонкового бурения.

Описание пачки приводится по скважине снизу вверх:

1. Неяснослоистые серые и темно-серые разномасштабные известняки, от среднезернистых и мелкозернистых (в подошве) до тонкозернистых с линзовидными слоями (до 2 м) темно-серых туффитов в кровле. В подошве отмечены сингенетичные обломки туффитов. Мощность 0,50 м.

2. Среднезернистые известняки с обломками (до 10%) темно-серых туффитов (0,10 м), сменяющиеся мелкозернистыми. В кровле (0,15 м) чередование тонкозернистых известняков с туффитами. Мощность 0,30 м.

3. Неравномернозернистые серые и темно-серые известняки, от крупнозернистых и среднезернистых (0,20 м) с постепенным переходом до мелкозернистых. В кровле (0,30 м) темно-серые тонкозернистые известняки. Мощность 0,60 м.

4. Грубозернистые серые известняки с гравием туффитов (0,05 м) сменяются мелкозернистыми известняками. В кровле (0,10 м) средние слои (до 5 см) мелкозернистых известняков разделены тонкими (до 5 мм) слоями туффитов. Мощность 0,50 м.

5. Грубозернистые известняки (0,10 м), сменяющиеся среднезернистыми. В кровле (0,15 м) мелкозернистые известняки (тонко- и средне-слоистые) разделены тонкими (до 5 мм) прослоями темно-серых туффитов. Мощность 0,30 м.

6. Чередование ритмов (0,20—0,40 м) известняков с сортированной слоистостью, от крупнозернистых и среднезернистых до мелкозернистых (переходы постепенные). В верхних частях ритмов наблюдаются единичные тонкие (до 0,5 см, редко 3 см) прослои туффитов. Мощность 1,40 м.

7. Среднезернистый известняк с обломками туффитов (2 см), сменяющийся мелкозернистым. Мощность 0,50 м.

8. Известняки с прямой сортированной слоистостью, от среднезернистых и мелкозернистых до тонкозернистых (3 см). Мощность 0,30 м.



9. Чередование маломощных (5—10 см) нечетких ритмов, в подошве состоящих из грубозернистых или среднезернистых известняков; в кровле тонкозернистые известняки разделены тонкими (4—6 мм) слоями туффитов. Мощность 0,70 м.

10. Среднезернистые известняки (5 см), сменяющиеся выше мелкозернистыми. В кровле (0,90 м) мелко-, частью среднезернистые известняки, тонко- и среднеслоистые (1—5 см), разделенные тонкими (2 мм—2 см) слоями алевроитовых и пелитовых туффитов. Отмечены сингенетичные обломки туффитов. Мощность 1,70 м.

11. Мелкозернистые массивные известняки. Мощность 0,80 м.

12. Среднезернистые известняки с прослоями (до 10 см) грубозернистых, границы нечеткие, расплывчатые, отмечены тонкие (1—2 мм) слои алевроитовых туффитов. Мощность 3,40 м.

13. Грубозернистый известняк (0,10 м), сменяющийся среднезернистым. Мощность 0,50 м.

14. Грубозернистый известняк (0,40 м), постепенно сменяющийся среднезернистым до мелкозернистого косослоистого. Мощность 0,60 м.

15. Серые известняки (0,50 м) от грубозернистых (0,20 м) и среднезернистых до мелкозернистых косослоистых (0,10 м). Переход снизу вверх постепенный. В кровле (0,60 м) мелкозернистые известняки с редкими слоями темно-серых туффитов. Мощность 1,10 м.

16. Грубозернистые известняки (0,20 м). В кровле слоистые среднезернистые известняки (0,5—5,0 см) с тонкими (1—2 мм) слоями алевроитовых туффитов. Мощность 0,50 м.

17. Грубозернистые грубослоистые (до 0,20 м) известняки. В кровле — мелкозернистые с маломощными волнистыми прерывистыми слоями туффитов и их сингенетичными обломками. Мощность 1,60 м.

18. Известняки с прямой сортированной слоистостью, от грубо- и крупнозернистых (0,60) до мелкозернистых. В кровле темно-серый туффит (1,5 см). Мощность 3,20 м.

19. Серые крупнозернистые известняки с сингенетичными обломками темно-серых туффитов (0,30 м). В кровле мелкозернистые известняки тонко- и грубослоистые (2—5 см, до 20 см) разделены тонкими (2 мм) слоями темно-серых туффитов. Мощность 2,50 м.

20. Серые, темно-серые, неясно чередующиеся, крупно- и среднезернистые известняки. Мощность 4,0 м.

Мощность вскрытой скважинной части пачки около 25,0 м. Истинная мощность пачки более 80,0 м.

Как видно из приведенного выше описания, пачка сложена неравномерноритмичными серыми, темно-серыми (за счет шунгита) известняками, от грубозернистых до алевроитовых с подчиненными редкими и тонкими слоями пелитовых и алевроитовых туффитов. Слоистость параллельная, реже пологая волнистая, ритмичная, от грубой сортированной в подошвах ритмов до средней и тонкой в кровле. На отдельных участках в кровле ритмов отмечена косая пологая мелкая слоистость. Ритмичность обусловлена неоднократным повторением в разрезе однотипно построенных интервалов. Мощность ритмов от 5—10 см (микроритмы) до 3,20 м (макроритмы).

Как правило, в подошвах ритмов массивные слои известняков с прямой сортированной слоистостью, от грубозернистых до тонкозернистых. В кровле тонкое и среднее чередование мелко- и тонкозернистых известняков с редкими тонкими слоями туффитов, реже маломощные слои туффитов. Довольно часто в кровле ритмов слоистость пологая волнистая и изредка пологая косая.

## РАЙОН С. СПАССКАЯ ГУБА — Д. ГОМСЕЛЬГА

На площади от широты северного берега оз. Пялозера — на севере, до широты оз. Гомсельгского — на юге развиты разнообразные по составу ятулийские образования и локально отложения, которые всеми исследователями данного района (В. М. Тимофеев, М. А. Гилярова, Л. Я. Харитонов, С. И. Зак, В. А. Попова, В. В. Яковлева и др.) относятся к числу нижнесуйсарских. Все эти образования, составляющие часть западного крыла Онежской ятулийской структуры, слагают серии пологих брахиморфных антиклинальных и синклинальных складок, вытянутых в северо-западном направлении. Ятулийские отложения с запада контактируют с гнейсо-гранитами архея — нижнего протерозоя, а к югу, северу и востоку прослеживаются за рамками территории, где летом 1970 г. проводились тематические исследования авторов<sup>1</sup>.

### Вулканогенно-осадочные образования

В ходе комплексных геологических и литолого-вулканологических исследований на указанной площади была установлена следующая стратиграфическая последовательность в залегании верхнеятулийских образований (снизу вверх) (фиг. 54).

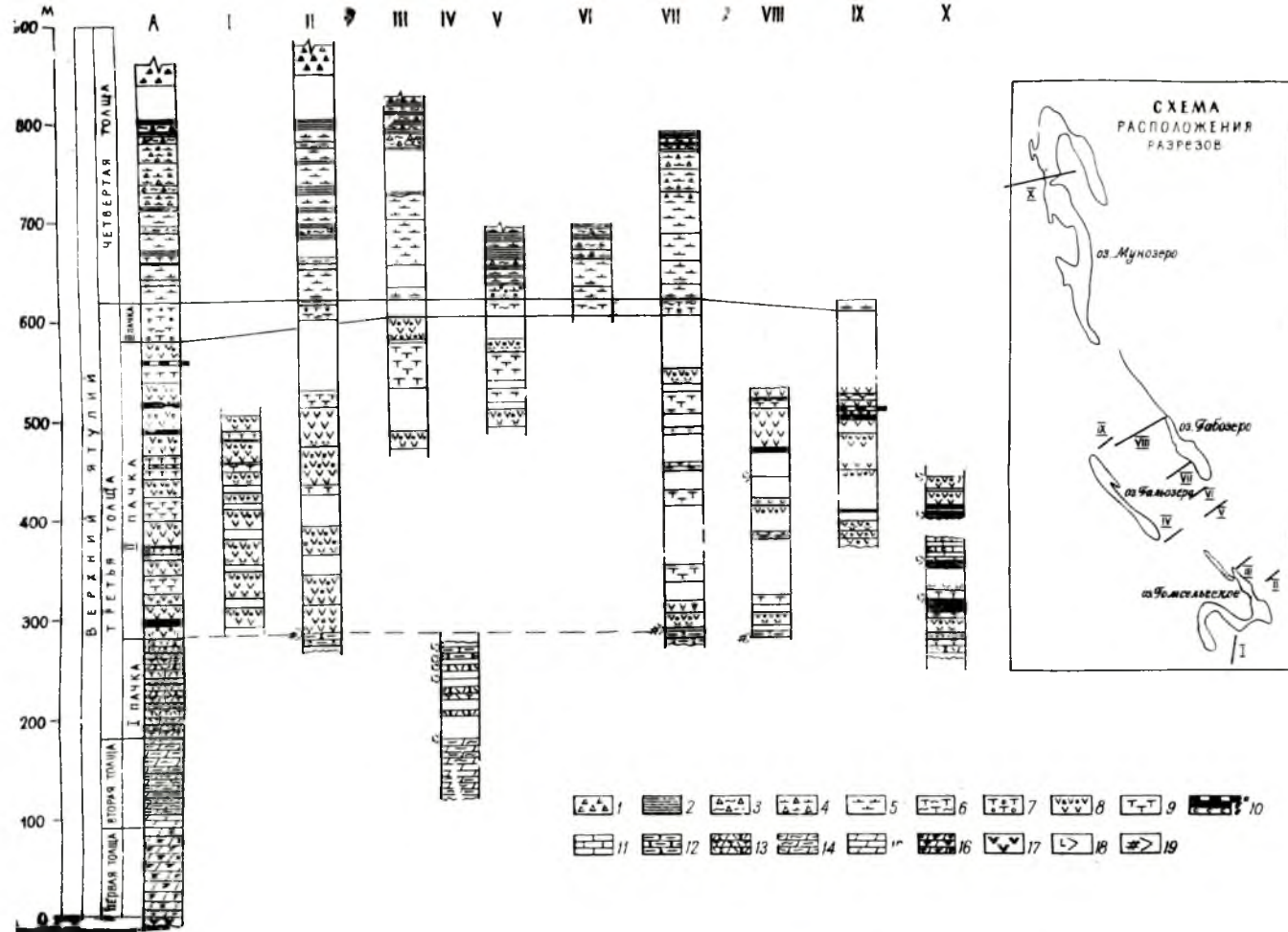
Первая (карбонатная) толща, которой начинается разрез верхнеятулийских отложений, вскрыта скважинами на полную мощность в районе Пялозера и севернее Спасской Губы. По данным В. А. Соколова (1963), в составе этой толщи, имеющей мощность до 80 м, выделено три пачки — доломито-брекчиево-песчанистая, доломитовая (водорослевая) и красноцветно-доломитовая, нижняя из которых перекрывает поток основных лав, залегающих в кровле среднего ятулия. Доломиты (светло-серые, розовато-серые), частью водорослевые (доломитовой пачки), были также прослежены по обнажениям в долине р. Пялы и западнее д. Гомсельги. Эти доломиты описаны во всех районах развития верхнеятулийских отложений и являются важным маркирующим горизонтом.

Вторая толща сложена тонко- и мелкозернистыми темно-серыми, зеленовато-серыми кварцево-серицитовыми, кварцево-карбонатно-хлоритовыми, слюдисто-доломитовыми породами (сланцами) с тонкой горизонтальной (прерывистой линзообразной) слоистостью. Здесь же развиты доломитовые породы типа «кривозерита». Породы этой толщи, имеющей мощность около 80 м, соответствуют пачке «доломитовых сланцев черных глинистых и кремнистых сланцев с прослоями зеленоватых доломитов», которая выделена В. В. Яковлевой в составе заонежской свиты.

Третья толща верхнего ятулия имеет большую мощность (до 400 м) и сложена туфами, туфосланцами, карбонатами с примесью шунгитового материала и основными лавами. По сочетанию пород в вертикальном разрезе эта толща разделена на три пачки.

Первая пачка третьей толщи (см. фиг. 54, IV) в большей своей части сложена темно-серыми витрокластическими туфами с псаммитовой и алевритовой структурой и альбито-кремнисто-хлорито-актинолитовыми сланцами, ритмично чередующимися друг с другом. В основании пачки, прослеженной от северного до южного берега оз. Гальозера и в ряде других пунктов, залегают неравномерного-

<sup>1</sup> Кроме авторов раздела в полевых работах принимали участие В. Н. Горлов, Ю. И. Сапук, К. И. Хейсканен, А. И. Голубев.



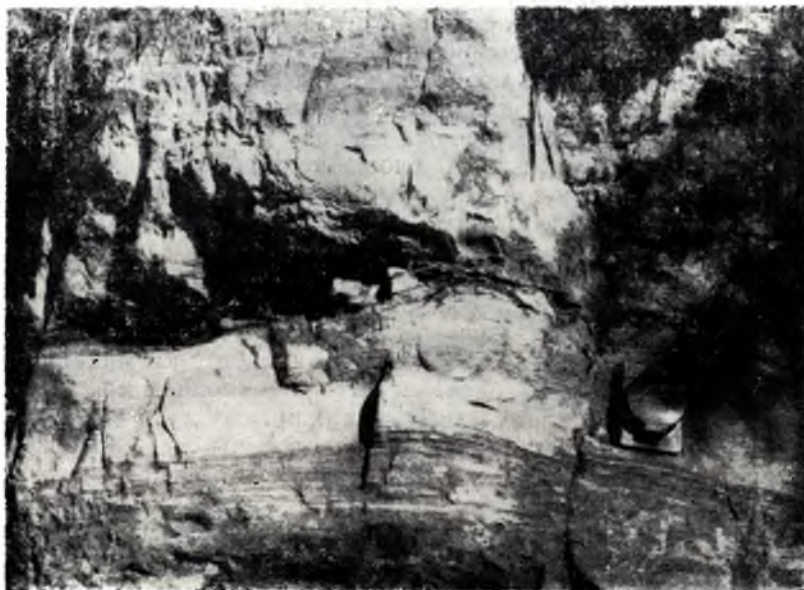
Фиг. 54. Колонки разрезов верхнеятулийских-нижнесуйсарских отложений района с. Спасская Губа — д. Гомсельга.

А — сводная стратиграфическая колонка района; I, II, III — район оз. Гомсельга (обн. 77, 100, 80); IV — южный берег оз. Гальозера (обн. 41); V, VI, VII — южный берег оз. Габозера (обн. 90, 101, 83); VIII, IX — северный берег оз. Габозера, западное и восточное крыло структуры (обн. 43); X — район п-ова Декнаволока, с. Спасская Губа и район д. Мунозеро (обн. 400, 50).

1 — вулканитские брекчии смешанного состава; 2 — кремнистые сланцы, частично пелитовые туфы; 3 — мелкообломочные туфобрекчии, частью агглютинаты; 4 — лавобрекчии пикритовых порфиритов; 5 — пикритовые порфириты; 6 — туфиты; 7 — туфобрекчии; 8 — диабазы, диабазы миндалекаменные; 9 — туфы основного состава, литокристалловитрокладистические; 10; а — лидитоподобные породы, б — шунгиты III—IV разностей, в — шунгитосодержащие породы; 11 — карбонатные породы (известняки); 12 — кварцево-серцитовые сланцы и туфо-витрокладистические; 13 — туфы витрокладистические и альбито-кремнисто-актинолитовые сланцы; 14 — кварцево-серцитовые, кварцево-карбонатно-хлоритовые, серцитно-карбонатные сланцы; 15 — доломиты; 16 — пестроцветные доломиты, доломито-брекчиево-песчаные породы, глинисто-доломитовые сланцы; 17 — диабазовые роговообманковые порфириты; 18 — местоположение в разрезе силлов габбро-диабазов; 19 — местоположение в разрезе силла перидотитов.



зонтальнослоистые породы с прерывистой и линзовидной слоистостью. Переслаиваются слойки (0,5—1,0 см) алевритовых витрокластических туфов и альбито-кремнисто-хлорито-актинолитовых сланцев. Участками в породе развиты миндалевидные текстуры. Миндалины имеют зональное строение (альбито-кремнистая оторочка и хлорито-актинолитовый агрегат в центре) и округлую, подковообразную форму. В залегающих выше туфах и сланцах прослежена грубая ритмичность с мощностью ритмов 2,5—3 м (фиг. 55). В подошве залегают туфы, псаммитовые или алевритовые, плотные, неслоистые. Они сложены обломками



Фиг. 55. Витрокластические туфы и альбито-кремнисто-актинолитовые сланцы в ритмичном переслаивании. Первая пачка третьей толщи.

стекла, большей частью раскристаллизованного до альбито-кремнисто-хлоритовой массы. Контуры обломков стекла не всегда отчетливы, так как они погружены в цемент аналогичного состава. Встречены редкие обломки кристаллов альбита, кварца, обломки, замещенные крупночешуйчатым хлоритом. В породе развита масса из тонкоигольчатого актинолита. Встречены разности, содержащие остроугольные обломки стекла и цемента, нераскристаллизованные. В породе наблюдается обилие рассеянного кристаллического пирита. В кровле ритмов залегают альбито-кремнисто-хлорито-актинолитовые сланцы в переслаивании с тонкоалевритовыми туфами. Слоистость горизонтальная, микроритмичная. Слойки четкие, мощностью 1—2 мм и до 1 см, в подошве сложены тонкоалевритовыми витрокластическими туфами, в кровле пелитовыми с крупными сноповидными скоплениями актинолита. В верхней части пачки среди альбито-кремнисто-хлорито-актинолитовых сланцев и витрокластических туфов встречен прослой мелкозернистого известняка с актинолитом.

Осадки кровли первой пачки прослежены вдоль оз. Габозера, где они непосредственно подстилают вулканогенно-осадочные породы второй пачки третьей толщи. В канаве на северо-западном берегу оз. Габ-



озера вскрыто переслаивание витрокластических туфов алевритовых, почти нацело раскристаллизованных до кремнисто-хлоритовой массы, с кремнисто-серицито-хлоритовыми и серицито-кварцевыми микрослоистыми сланцами. В сланцах наблюдается обилие мелкие овальных пустот, заполненных мелкокристаллическим кварцем. В породе встречено значительное количество включений разрушенного рудного материала. Сланцы на выветрелой поверхности имеют яркую пеструю окраску.

Кроме приведенного выше разреза третьей толщи в районе оз. Гальозера образования первой и начала второй пачки установлены также на полуострове Декнаволок оз. Мунозера. В куполе антиклинального поднятия здесь обнажаются биотито-альбито-кремнисто-актинолитовые сланцы, местами брекчированные и витрокластические алевритовые туфы. В породах наблюдается обилие пирита и миндалинов, заполненных актинолитом или цоизитом с рудным минералом в центре. На сланцах залегают миндалекаменные диабазы с миндалинами, заполненными хлоритом. Кровля потока сложена сферолитовыми диабазами со сферолитами правильной округлой формы размером от 1 мм до 1,5 см. Они сложены, как и основная часть породы, альбито-кремнисто-актинолитовой массой с каймой карбоната. Сферолиты обладают четкими границами и в породе разобщены. Мощность потока 10—12 м. На диабазах залегает витрокластический туф типа пизолитового мощностью 2 м, выше — шунгиты III разности в переслаивании с альбито-кремнисто-шунгитовыми сланцами. В сланцах альбито-кремнистый тонкокристаллический материал располагается по слоям среди шунгитовых вещества в виде мелких линзочек и округлых включений.

В северном конце полуострова Декнаволок прослежена более высокая часть разреза. С некоторым перерывом снизу вверх здесь встречаются туфы, диабазы, кремнисто-шунгитовые сланцы и мелкозернистые карбонатные породы с мозаичной структурой и нечеткой горизонтальной слоистостью. Слоистость подчеркнута распределением по слоям тонкораспыленного углерода.

Осадочно-вулканогенные образования первой пачки прорваны несколькими мощными силами габбро-диабазов.

Залегающие выше по разрезу существенно осадочно-вулканогенные образования второй пачки третьей толщи верхнего ятулия (см. фиг. 54, I, II, III, IV, V, VI) на исследованной территории представлены главным образом потоками и покровами основных эффузивов, переслаивающихся с горизонтами разнообразных по составу, структуре и текстуре туфов и реже мелкообломочных туфобрекчий.

Основные эффузивы на изученной территории распространены преимущественно в районе озер Укшезера, Гомсельского, Габозера и западного берега оз. Кончезера, где они выходят в крыльях двух крупных синклиналильных структур. При этом поле основных эффузивов в юго-восточном направлении от оз. Гомсельского расширяется в сторону озер Карельского и Укшезера. Небольшую площадь эффузивы основного состава занимают в районе южной и средней частей оз. Мунозера.

Достаточно полно разрезы эффузивов этой пачки описаны в районе озер Гальозера и Гомсельского, где установлено не менее восьми лавовых покровов, иногда переслаивающихся с туфами, сланцами и реже с мелкообломочными туфобрекчиями.

Ниже приводится сводное обобщенное описание лавовой части разреза пачки, основывающееся на данных, полученных при изучении профилей и разрезов, а также в результате проведения геологических маршрутов.

В основании разреза пачки в районе южного конца оз. Гомсельгского в разрезе 77 (см. фиг. 52, 1) залегают два маломощных лавовых покровов, по 15—20 м каждый, сложенных в основном мелкозернистыми, равномернозернистыми зеленовато-серыми, светло-серыми массивными диабазовыми порфиритами с раковистым изломом, содержащими редкие тонкие иголки вкрапленников плагиоклаза (альбита). В кровле покровов отмечается маломощная зона (до 1—2 м) миндалекаменных разностей диабазовых порфиритов, в которых небольшие округлые миндалины заполняются существенно хлоритовым, реже эпидотовым материалом. Основная их масса сложена главным образом лейстами сдвойникового альбита, в промежутках между которыми располагаются редкие ксеноморфные зерна моноклинового пироксена и тонковолокнистые агрегаты буровато-зеленого хлорита.

В районе северного конца оз. Б. Линдалампи основание лавовой части разреза состоит из покрова плагиоклазовых диабазовых порфиритов, имеющих в кровле хорошо сформированные шаровые лавы. Отдельные шары, размерами от 60 до 80 см в диаметре, рельефно выделяются из основной массы благодаря наличию маломощной зоны закладки. Гиалокластический цемент представляет собой тонкоизмельченную массу слабо раскристаллизованных, чаще всего стекловатых (остроугольных) обломочков, которые не только облекают отдельные шары, но иногда и обособляются в самостоятельные прослои, полосы.

Шаровая лава в кровле потока плагиоклазовых диабазовых порфиритов основания разреза лав установлена также на острове оз. Кончезера, расположенном к югу от острова Долгого, где мощность шаровой зоны составляет 1—1,5 м. На восточном берегу оз. Кончезера, в районе, расположенном в 600 м к югу от базы пионерского лагеря, шаровые лавы плагиоклазовых диабазовых порфиритов с типичным гиалокластическим цементом слагают почти полностью лавовый поток, имеющий мощность около 12 м. Этот покров с шаровыми лавами вдоль восточного берега оз. Кончезера прослежен более чем на 500 м. Благодаря своему массивному строению, наличию в большинстве случаев в кровле шаровых лав светло-серой, несколько необычной для основных пород окраски эти лавовые покровы в разрезе довольно легко распознаются. Мощность данной части разреза колеблется от 35 до 40 м.

После небольшого перерыва на плагиоклазовых диабазовых порфиритах восточного берега оз. Кончезера установлен горизонт мелкозернистого переслаивания зеленовато-серых тонкозернистых, преимущественно отчетливо слоистых пелитовых кремнисто-альбито-хлоритовых туфов с кристалло-литокластическими псаммитовыми туфами плагиоклазовых диабазовых порфиритов, в которых многочисленные фрагменты представлены слабо раскристаллизованными стекловатыми частями порфиритов, а кристаллокластическая часть — обломками кристаллов и кристаллами плагиоклаза (альбита). Мощность отдаленных ритмов, имеющих четкие, резкие границы, колеблется от нескольких сантиметров до 20—30 см. Мощность пачки переслаивания  $\approx 17,0$  м.

Затем следует маломощный лавовый покров миндалевидных плагиоклазовых диабазовых порфиритов с довольно высокой степенью гематизации. Его мощность 8,0 м.

На лавовом покрове с небольшим перерывом залегают литокристаллокластические псаммитовые туфы с редкими маломощными прослоями туфобрекчий и пелитовых туфов. Мощность 10,0 м.

Подобные пелитовые и псаммитовые туфы в переслаивании установлены также в нижней части разреза основных эффузивов на западном берегу оз. Габозера.

Выше по разрезу следуют один-два лавовых покрова, сложенных в основании мелко- и среднезернистыми пироксен-плагноклазовыми диабазами, порфиритами, переходящими в середине в среднезернистые разности. В кровле покровов зона миндалекаменных диабазов содержит довольно большое количество округлых кварц-кальцитовых и реже хлоритовых миндалин. Основная масса пироксен-плагноклазовых диабазовых порфиритов представлена иголочками плагноклаза (альбита), между которыми располагаются существенно ксеноморфные зерна моноклинного пироксена и агрегаты хлорита, магнетита. В качестве вкрапленников встречаются таблитчатый двойникованный альбит и реже моноклинный пироксен. Пироксен образует гломеропорфировые скопления, в которых нередко отмечаются крупные sdвойникованные кристаллы.

Лавовые покровы с кальцитовыми и кальцито-кварцевыми миндалинами встречаются только в данной части разреза. Мощность покровов 25—40 м.

Выше по разрезу в различных частях исследованной территории следуют два лавовых покрова, состоящих из существенно плагноклаз-пироксеновых диабазовых порфиритов. В основании покровов их текстура массивная, в кровле — миндалекаменная, в некоторых обнажениях отмечаются значительные скопления миндалин с образованием шлаковидной текстуры. Основной морфологической особенностью покровов этой части разреза является «пятнистое» строение миндалекаменных диабазовых порфиритов. Округлые миндалины примерно одного размера (около 3—4 мм в диаметре), заполненные черным хлоритовым материалом, более или менее равномерно распределены по массе и придают породе весьма своеобразный внешний вид. Благодаря указанной особенности данная часть разреза лав картируется достаточно легко.

Плагноклазо-пироксеновые диабазовые порфириды этой части разреза характеризуются преимущественным развитием крупных таблитчатых вкрапленников моноклинного пироксена, часто встречающихся в виде простых двойников и реже плагноклаза. Мощность покровов составляет 30—35 м.

В районе оз. Ошкуд (к югу от оз. Гомсельгского) выше плагноклазо-пироксеновых диабазовых порфиритов залегает горизонт переслаивания литокристаллокластических псаммитовых туфов и мелкообломочных туфобрекчий плагнопироксеновых диабазовых порфиритов. Границы отдельных слоев часто нечеткие, распылчатые, нередко отмечаются грубое перемешивание более мелкого туфового материала с грубым брекчиевидным и наличие маломощных линз брекчий среди среднезернистых псаммитовых туфов. Здесь же, после небольшого перерыва, установлены выходы плагноклазо-пироксеновых диабазовых порфиритов с зоной их миндалекаменных разностей в кровле. Миндалины, как и в двух ниже лежащих покровов, сложены темно-зеленым до черного хлоритом, реже хлорито-кварцевым материалом. В основной массе порфиритов отмечена тонкая рассеянная вкрапленность пирита с небольшим количеством халькопирита. В целом породы данного покрова сильно гематитизированы, в результате чего в их окраске появляются бурые тона. Мощность покрова  $\approx$  25 м.

Затем с перерывом в обнаженности установлены выходы пелитовых туфов с тонкими прослоями и линзами псаммитовых туфов, содержащих обломочки плагноклаз-пироксеновых диабазовых порфиритов. Мощность  $\approx$  2,0—3,0 м.

Заканчивается разрез выходами плагноклазо-пироксеновых сильно гематитизированных диабазовых порфиритов следующего лавового по-



крова. Кровля покрова сложена «пятнистыми» миндалекаменными разностями порфиритов, содержащих небольшие округлые хлоритовые миндалины темно-зеленого цвета.

В разрезе №83 (фиг. 54, VII), расположенном в районе западного берега оз. Габозера, в верхах описываемой толщи лавовый покров в кровле имеет шлакообразное несколько брекчированное строение. Неправильной формы обломки и куски шлаковидного миндалекаменного диабаз сцементированы пенистой сильно окремненной лавой, содержащей большое количество кварцевых миндалин. Мощность брекчированной зоны в данном покрове не превышает 1,0 м. Мощность покрова  $\approx 20-25$  м.

Маршрутными наблюдениями в районе озер Гомсельгского, Ошкуд, восточного берега оз. Кончезера установлено, что верхняя часть разреза основных лав, включающая два-три лавовых покрова, довольно сильно окислена, в результате чего породы имеют красновато-бурую окраску и высокую степень гематитизации.

Таким образом, основные эффузивы в пределах исследованной части территории западного Прионежья состоят не менее чем из восьми лавовых покровов, переслаивающихся в ряде случаев с горизонтами вулканогенно-осадочных пород, и имеют мощность около 180—200 м. По-видимому, в северном и северо-восточном направлениях от оз. Гомсельгского количество лавовых покровов и их суммарная мощность уменьшаются. С потоками лав основного состава переслаиваются туфы литокристалловитрокластические того же состава, но различной зернистости. Наибольшие по мощности горизонты туфов установлены в районе между озерами Габозером и Гальозером в их южной части (обн. 83). Здесь они встречены по всему разрезу пород второй пачки. К югу пачка туфов мощностью 45 м прослежена в верхней части разреза в районе оз. Гомсельгского (обн. 80). В районе северной части оз. Габозера (обн. 43) горизонт туфов мощностью не менее 30 м встречен лишь в нижней части разреза второй пачки.

Строение горизонтов туфов ритмичное. Ритмы мощностью 1,0—2,3 и 0,2—0,8 м имеют отчетливые границы, нередко с размывом. Внутри ритмов переход постепенный, от грубых псефитовых туфов до алевроитовых и пелитовых разностей. В подошве залегают туфы литокристалловитрокластические псефитовые или псаммитовые. Туфы сложены обломками стекла остроугольной и округлой оплавленной формы, иногда конфигурация зерен имеет заливообразные очертания. Стекло частью раскристаллизовано до альбито-кремнисто-хлоритовой массы.

Встречается значительное количество обломков кристаллов альбита, кварца, диабаз, редко пироксена и рудного минерала. Нередки крупные обломки сланцев (пелитового туфа) кровли предыдущего слоя. Обломочный материал тонет в тонкокристаллической массе цемента, альбито-кремнисто-хлоритового состава с актинолитом и окислами железа. Местами наблюдается замещение обломков кристаллов карбонатом. К кровле ритмов размерность обломков уменьшается при сохранении состава пород. В кровле залегают преимущественно криптокристаллические сланцы с актинолитом (пелитовые туфы). В районе оз. Гомсельгского (обн. 80) в строении разреза туфов верхней половины второй пачки устанавливается цикл более крупного порядка мощностью 45 м. Нижнюю часть цикла слагают груборитмичные туфы с преобладанием псефитовых туфов; постепенно, вверх к кровле, мощность ритмов убывает и размерность обломочного материала уменьшается до псаммитовой и алевроитовой. Кровля цикла сложена микроритмичнослоистыми пелитовыми и алевролитовыми туфами.



Элементы подобного строения разреза туфов встречены в районе южного берега оз. Габозера (обн. 83), где намечаются два цикла аналогичного строения, нижний из которых прослежен до северного конца оз. Габозера (обн. 43).

В районе северной части оз. Габозера (обн. 43) в верхней части разреза второй пачки потоков и покровов лав встречены маломощные прослои шунгитсодержащих витрокристаллокластических туфов и туффигов. Среди обломков в них преобладают плагиоклаз и кварц, реже раскристаллизованное стекло. Шунгитовое вещество либо распылено в кремнисто-хлоритовой массе цемента, либо почти нацело слагает его. В этой же части разреза между лавами встречен слой лидитоподобной породы мощностью 2 м. Порода состоит из мелкокристаллического кварца, иногда в структуре и в породе наблюдается зональность. Отмечаются участки, где шунгитовое вещество оконтуривает мелкие кристаллики кварца, а также реликты крупных кристаллов кальцита.

В районе д. Мунозеро установлена часть разреза верхов второй пачки третьей толщи. Здесь прослежен снизу вверх разрез, сложенный шунгитами III разности, пронизанными тонкими жилками гюмбелита, и с тончайшей и редкой примесью кварца и слюды. Выше наблюдался горизонт шунгитсодержащих туфоалевролитов с обломками неправильной формы шунгита и афанитовой черной породы. Мелкообломочная часть породы представлена остроугольным кварцем, менее плагиоклазом и округлыми обломочками нераскристаллизованной породы, частью замещенной карбонатом. Цементом породы служит шунгитовое вещество. На шунгитсодержащих туфоалевролитах залегают последовательно два потока основных пород мощностью 14 и 12 м. В подошве потоки сложены мелкозернистыми диабазами, переходящими в кровле в миндалекаменные с обилием мелких округлых черных миндалин.

Среди вулканогенных образований второй пачки третьей толщи в некоторых участках (северный склон ур. Исаева Сельга, северный конец оз. Мунозера) исследованной территории установлены силлы (или силл?) мезократовых среднезернистых габбро-диабазов.

Третья пачка третьей толщи представлена туфобрекчиями и туфами различной зернистости. Полная мощность ее не установлена. Породы характеризуются присутствием значительного количества обломков миндалекаменных диабазов второй пачки и несколько большей степенью окатанности мелкообломочного материала. В породах преобладают тонкозернистые разности туфов, аналогичных туфам второй пачки. Состав обломочного материала в туфах представлен стеклом различной степени раскристаллизации, альбитом, кварцем. В туфобрекчиях появляется большое количество обломков пелитовых туфов и миндалекаменных диабазов, последние имеют заливообразные контуры. Образования данной пачки встречены в сближенном контакте с перекрывающими их лавами пикритовых порфиритов в районе северо-западного берега Кончезера (обн. 100) и Габозера (обн. 83).

Четвертая толща (суйсарская свита) представлена переслаиванием потоков и покровов лав ультраосновного состава (пикритовых порфиритов) и генетически связанными с ними вулканогенно-осадочными породами. Потоки и покровы базальтовых пикритовых порфиритов на исследованной территории распространены в районе озер Кончезера, Гомсельгского, Укшезера и Габозера. Они слагают центральные части двух изолированных пологих брахиморфных синклиналей (Габозерской и Ангинской), входящих в состав единой крупной синклинальной

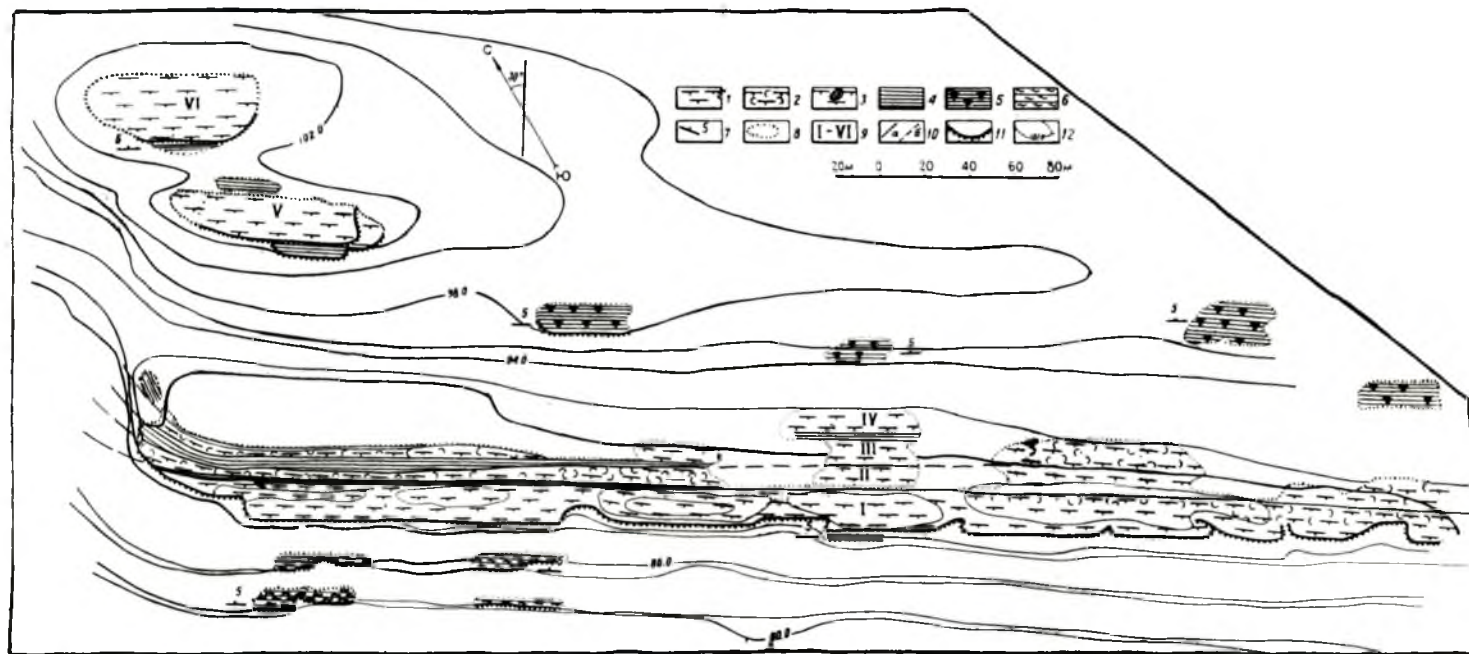
структуры, протягивающейся к юго-востоку от санатория «Марциальные воды» до северного конца оз. Укшезера, и картируются на протяжении более чем 12 км.

В составе толщи установлено не менее шести — восьми лавовых покровов и маломощных, иногда выклинивающихся потоков, переслаивающихся с туфами, туфобрекчиями и сланцами. Наибольшая установленная мощность толщи 190—200 (оз. Ангозеро, разрез 100; оз. Гомсельгское, разрез 80), наименьшая — 70—80 м (в километре к юго-западу от оз. Габозера, разрезы 90 и 101), колонки их приведены на фиг. 54 (II, III, V, VI).

Толща базальтовых пикритовых порфиритов, состоящая из шести — семи покровов и потоков, установлена, кроме того, на восточном берегу Кончезера в районе базы пионерского лагеря.

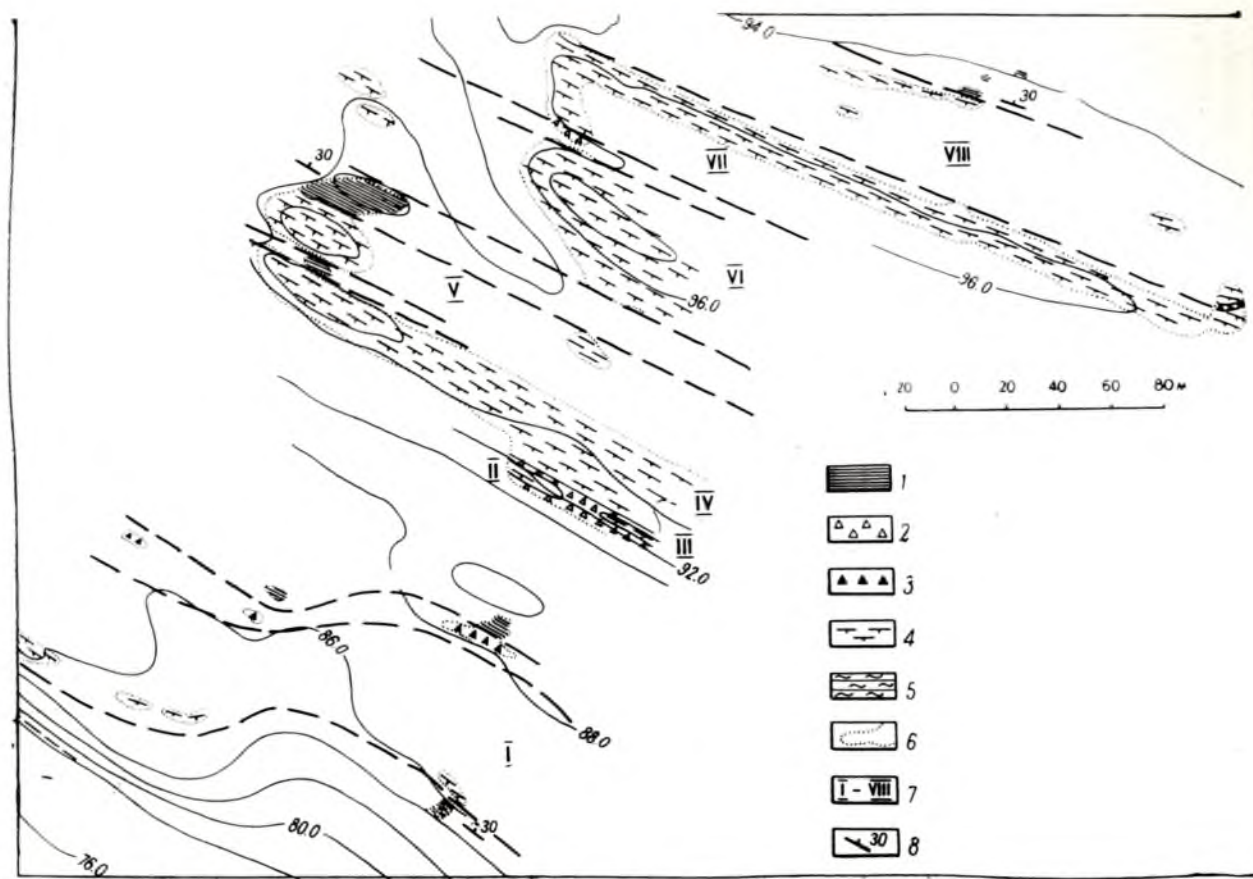
Лавовые потоки и покровы базальтовых пикритовых порфиритов залегают с ровным, резким контактом на алеврито-пелитовых туфах диабазовых порфиритов. Зоны непосредственных контактов пикритовых порфиритов с подстилающими туфами установлены в нескольких местах на северо-восточном склоне урочища Линдаваара (фиг. 56) и в районе оз. Янгозера (фиг. 57, 58). Потоки и покровы сложены светло-серыми, зеленовато-серыми пикритовыми порфиритами с тонкозернистой стекловатой основной массой, в которой присутствует большое количество иногда оплавленных таблитчатых и игольчатых темно-зеленых кристаллов моноклинного пироксена. Характерной петрографической особенностью пикритовых порфиритов является наличие в них достаточно равномерно распределенных в основной массе крупных псевдоморфоз серпентина, вероятно, по оливину. В большинстве случаев псевдоморфозы содержат пылевидные выделения гематита, благодаря чему в породе макроскопически хорошо различимы их бурые пятна. В строении подошвы, средней части и кровли потоков и покровов пикритовых порфиритов существенных петрографических различий не установлено. В ряде случаев в кровле покровов отмечается миндалекаменная или шаровая текстура. При этом зона их миндалекаменных разностей не превышает по мощности 1,0 м при небольшом содержании хлоритовых миндалин. Зоны шаровых лав также имеют небольшую мощность, не превышающую 1,5—2,0 м, хотя степень обособления отдельных шаров весьма высока. Типичные шаровые лавы пикритовых порфиритов установлены на восточном берегу Кончезера, а также в районе горы Линдаваара.

В редких случаях в кровле некоторых потоков и покровов пикритовых порфиритов устанавливаются брекчиевидные текстуры, обусловленные наличием обломков корки закалки, сцементированной стекловатой лавой. Мощность таких брекчированных зон, как правило, не превышает 0,5—1,0 м. Иногда лавовые покровы почти полностью состоят из автобрекчий, содержащими куски и глыбы пикритовых порфиритов, сцементированных лавой того же состава (агломератовая лава). Покровы и потоки пикритовых порфиритов в пределах изученной части площади их распространения содержат довольно большое количество ксенолитов, среди которых наиболее часто встречаются сланцы и значительно реже миндалекаменные диабазовые порфириты из нижней подстилающей части разреза. В большинстве случаев ксенолиты осадочных пород утрачивают реликты слоистости, которую сохраняют лишь наиболее крупные из них. Мелкие и средние ксенолиты размером от 1 до 20—30 см, как правило, полностью ороговикованы, в то время как в крупных (от 0,5 до 1,5 м) отмечаются по краям лишь зоны ороговикования мощностью до 10—15 см. Наружные края ксенолитов



Фиг. 56. Переслаивание лав пикритовых порфиритов с вулканогенно-осадочными породами в районе оз. Линдаваара (разрез 90).

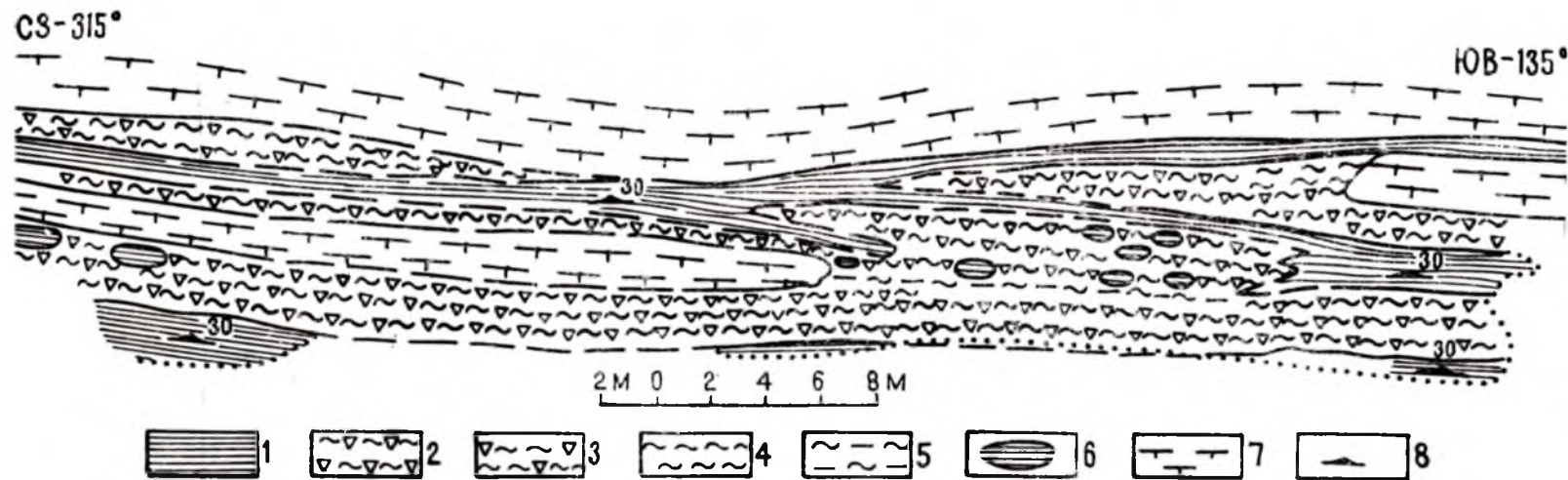
1 — пикритовые порфириты; 2 — лавобрекчии пикритовых порфиритов; 3 — ксенолиты кремнистых сланцев и пелитовых туфов в пикритовых порфиритах; 4 — пелитовые туфы и кремнистые сланцы; 5 — туфы, туфобрекчии и брекчии; 6 — пелитоалевритовые туфы; 7 — элементы залегания слонности пород; 8 — контуры обнажений; 9 — номера лавовых потоков; 10 — геологические границы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 11 — скальные уступы, обрывы; 12 — горизонталь и их отметки.



Фиг. 57. Стрoение разреза пикритовых лав, пересланvающихся с вулканогенно-осадочными породами (разрез 100, в 3 км к северу от оз. Янгозера).

1 — алевроитo-пелитовые туфы; 2 — туфобрекчии и брекчии; 3 — спекшиеся туфы (агглютинаты); 4 — пикритовые порфиры; 5 — туфы псаммитo-алевритовые; 6 — контуры обнажений; 7 — номера лавовых потоков; 8 — элементы залегания слоистости пород.





Фиг. 58. Часть разреза переслаивания лавовых потоков пикритовых порфиритов с туфами и туфобрекчиями (разрез 100).

1 — пелито-алевритовые туфы, тонкослоистые; 2 — туфы, туфобрекчии неслоистые; 3 — туфобрекчии грубослоистые; 4 — туфы пелитовые грубослоистые; 5 — кремнистые туфы; 6 — ксенолиты кремнистых сланцев и пелитовых туфов; 7 — пикритовые порфириты; 8 — элементы залегания слоистости пород.

чаще всего изъедены, имеют неровную, извилистую поверхность, нередко в них устанавливается реакционная кайма мощностью до 1,5—2,0 см, в результате дегидратации породы произошло частичное вспучивание наружной зоны и образование пенообразной светлой массы (фиг. 59). Первоначально осадочные породы представляли собой либо кремнисто-глинистые сланцы, либо пелито-алевритовые туфы, по-видимому, диабазовых порфиритов.

Ксенолиты миндалекаменных диабазовых порфиритов, кроме частичного оплавления, существенных структурных изменений не претерпевают.



Фиг. 59. Реакционная кайма в обломке кремнистого сланца, заключенного в спекшийся туф (агглютинат).

Наиболее часто ксенолиты в лавовых потоках и покровах отмечаются в районе горы Линдаваара (разрезы 83 и 101). Здесь лавовые покровы, залегающие в верхней части разреза, иногда содержат настолько большое количество ксенолитов, что породы принимают вид пикритовых ксеноагломератовых брекчий. Лавовые потоки и покровы пикритовых порфиритов имеют невыдержанную мощность, изменяющуюся на довольно небольших расстояниях (не более 1 км) с 45—50 до нескольких метров, вплоть до полного их выклинивания (см. фиг. 56, 58).

В разрезе ультраосновных лав отмечается частое переслаивание потоков и покровов с вулканогенно-осадочными породами, хотя в некоторых разрезах роль осадочных пород крайне незначительна. В нижней части разреза толщи установлены маломощные пласты (в несколько метров) переслаивания тонкослоистых темно-серых пелитовых туфов и сланцев, реже среди них отмечаются тонкие прослои (в несколько сантиметров) псаммитовых или алевролитовых туфов. Состав пирокластики, ввиду крайне небольших ее размеров, трудно определим.

В разрезе 100, расположенном в районе оз. Ангозера, в его нижней части переслаивания пикритовых порфиритов с вулканогенно-осадочными породами, на первом лавовом покрове обнаружен пласт мощностью до 2,0 м, сложенный вулканическими брекчиями, резко выде-

ляющимися рядом текстурных и структурных особенностей из всех брекчий района. Обломочная часть этой брекчий представлена главным образом шлаковидными кусками пикритовых порфиритов неправильной изогнутой формы, которые в процессе формирования обладали еще достаточно высокой пластичностью (фиг. 60). Многие куски пикритовых порфиритов имеют тонкую зону закалки до 0,5 см мощности. Размеры шлаковых кусков колеблются от 1—2 до 40—45 см. Здесь же в брекчиях присутствует большое количество остроугольной формы обломков пелитовых туфов и кремнистых сланцев, а также афанитовых диабазов (?). Размеры обломков колеблются от нескольких сан-



Фиг. 60. Грубообломочная несортированная туфобрекчия с фигурной бомбой пикритовых порфиритов.

тиметров до 10—15 см. Брекчий данного горизонта являются несортированными, разновеликие обломки сцементированы преимущественно тонкообломочным пирокластическим материалом пикритовых порфиритов. По внешнему виду брекчий этого горизонта аналогичны брекчиям, развитым в районе к югу от оз. Ангозера и на перешейке озер Укшезера и Кончезера. В средней и верхней частях разреза, главным образом после излияния трех-четырех лавовых покровов, преобладают грубообломочные пирокластические породы, имеющие грубую сортировку и несколько повышенные мощности. Пирокластический материал здесь представлен различной величины обломочками базальтовых пикритовых порфиритов, от пылевидных до шлаковых бомб размером в несколько сантиметров. Наиболее часто встречаются псаммитовые туфы (фиг. 61).

В районе горы Линдаваара в кровле одного из лавовых покровов брекчированных агломератовых пикритовых порфиритов установлен горизонт мощностью 1,5 м, сложенный шлаковыми спекшимися туфами (агглютинами), содержащими довольно большое количество обломков осадочных пород, по составу аналогичных ксенолитам в лавах. Пирокластический материал представлен прежде всего шлаковыми частицами, реже более крупными бомбами. В текстурном отно-



шении порода является достаточно плотной, массивной, но на выветрелой поверхности в целом иногда различимы контуры пирокластических частиц. До 30% массы породы составляют обломки и уплотненные глыбы (до 1,2 м) кремнистых пелитовых туфов. В цементе видны иногда текстуры облекания отдельных глыб. Выше по разрезу сваренные шлаковые туфы (агглютинаты) постепенно переходят в туфобрекчии с более мелкими размерами обломочного материала. Здесь обломочки кремнистых алевритовых и пелитовых туфов по размерам не превышают нескольких сантиметров и формируют достаточно четко выраженные слойки, цементом является светло-зеленая тонко измельченная масса пикритового шлака и пепла. Отдельные, более крупные, уплотненные обломки ороговикованных туфов отчетливо облекаются,



Фиг. 61. Грубая слоистость переслаивающихся мелкообломочных туфобрекчий с псаммито-алевритовыми туфами.

«обтекаются» слойками туфобрекчии. В ряде мест создается впечатление, что формирование этих пород проходило в динамически очень неустойчивой водной среде при довольно интенсивном поступлении пирокластического материала.

Выше по разрезу отмечается постепенный переход в мелкообломочные псаммитовые туфы, имеющие грубую горизонтальную слоистость с нерезкими границами между слойками и содержащие небольшое количество остроугольных, а иногда достаточно хорошо окатанных обломков светло-серых окремненных пелитовых туфов.

Псаммитовые туфы перекрываются горизонтом тонкослоистых переслаивающихся алевролитовых и пелитовых туфов.

Заканчивается разрез лав базальтовых пикритовых порфиритов горизонтом крупнообломочных туфобрекчий, содержащих обломки разнообразных туфов, сланцев и пикритовых порфиритов с небольшим количеством цемента, состоящего из тонко измельченного материала этих же пород. С пикритовыми порфиритами генетически тесно связаны известные в районе интрузии перидотитов.



## Интрузивные образования

Отдельного рассмотрения заслуживают уже неоднократно упоминавшиеся интрузивные породы, широко развитые в пределах исследованной территории, среди которых выделяются габбро-диабазы и перидотиты.

### Габбро-диабазы

На исследованной территории габбро-диабазы распространены главным образом в районе озер Пялозера, Мунозера, Гальозера и на водоразделе озер Мунозера и Пертозера, где они совместно с вмещающими породами собраны в пологие брахиморфные складки, в ряде случаев рассеченные продольными зонами разломов. На большинстве геологических карт, включая и среднемасштабные геологические карты Государственной геологической съемки, основные породы данной территории предыдущими исследователями показаны как поля нерасчлененных метагаббро-диабазов и метадиабазов. Предпринята попытка расчленить всю сложно построенную толщу вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород с многочисленными интрузивными телами на отдельные слагающие их силлы, покровы, потоки и т. д.<sup>1</sup>

В связи с тем, что исследованиями захвачена только небольшая часть поля распространения гипабиссальных интрузий габбро-диабазов, и из-за крайне плохой обнаженности горизонтов осадочных пород между силами приведенное ниже описание габбро-диабазов по отдельным силам является предварительным и дано для разреза № 50 (см. фиг. 54, X), проходящего в широтном направлении от д. Мунозеро в северной части одноименного озера до р. Пялы. Вопросы площадного распространения отдельных силлов и внутренней их стратификации потребуют еще дополнительных исследований.

Снизу вверх по разрезу вулканогенно-осадочных пород устанавливается залегание нескольких пластово-секущих силлов габбро-диабазов.

В нижней части разреза среднезернистые альбито-пироксеновые, несколько амфиболитизированные габбро-диабазы образуют три параллельные гряды, которые, по-видимому, относятся к одному силлу. Габбро-диабазы первого силла, однороднозернистые, слабо пиритизированные по массе, слагают как краевые (эндоконтактные), так и центральные части. Мощность силла  $\approx 45-50$  м.

Между габбро-диабазами этого и вышележащего силлов установлен горизонт шунгитсодержащих пелитовых туфов.

Строение следующего, второго силла более сложно. Его нижняя часть сложена мелкозернистыми (до среднезернистых) амфиболитизированными габбро-диабазами, участками с тонкой рассеянной вкрапленностью халькопирита и халькозина.

Затем следуют среднезернистые равномернозернистые (до шшировых) габбро-диабазы, в которых отмечена тонкокристаллическая вкрапленность титаномagnetита. Среднюю часть силла слагают крупнозернистые шшировые, довольно интенсивно амфиболитизированные альбито-пироксеновые габбро-диабазы. Мощность силла  $\approx 75$  м.

<sup>1</sup> Методика проведения таких работ разработана на примере изучения вулканогенных образований ятулия центральной Карелии и изложена в соответствующих разделах книги «Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии» (Соколов и др., 1970).

Третий силл в основании и середине сложен существенно мезократовыми, иногда шлировыми габбро-диабазами с тонкими лейстами плагиоклаза в основной массе. В кровле выходят афанитовые или мелкозернистые разности габбро-диабазов с незначительной пиритизацией. Мощность силла  $\approx 60$  м.

После значительного перерыва в подошве крутого обрыва к западу от дороги Гирвас — Петрозаводск (533 км) выходят мелкозернистые пиритизированные габбро-диабазы четвертого силла, постепенно переходящие к середине силла в крупнозернистые меланократовые, пойкилоофитовые пироксеновые разности. Далее вверх по разрезу следуют среднезернистые габбро-диабазы, местами с обильной вкрапленностью титаномagnetита. В кровле силла отмечены мелко- и среднезернистые разности габбро-диабазов. Мощность силла  $\approx 70$  м.

Выше габбро-диабазов по разрезу установлена пачка тонкослоистых пелитовых туфов, содержащих небольшое количество шунгитового материала.

Основной особенностью пород пятого силла является наличие в мезократовых габбро-диабазх длинных (до 1 см) лейст альбита, а также довольно высокая степень гематитизации пород. Альбитовые габбро-диабазы этого силла содержат в средней части равномерно распределенную тонкую вкрапленность титаномagnetита. В кровле силла выходят мелкозернистые габбро-диабазы, имеющие иногда миндалевидную текстуру и содержащие небольшого размера редкие ксенолиты ороговикованного шунгитсодержащего пелитового туфа. Мощность силла  $\approx 80,0$  м.

Высокий обрывистый кряж, протягивающийся вдоль западного берега оз. Мунозера и восточного берега оз. Вазаруламби, сложен породами шестого силла. В основании силла установлены мелкозернистые и среднезернистые габбро-диабазы, которые постепенно переходят вначале в крупнозернистые, а затем в пегматоидные шлировые меланократовые разности существенно пироксенового состава. В средней части силл сложен крупнозернистыми пойкилоофитовыми пироксеновыми габбро-диабазами, переходящими к кровле в мелко- и среднезернистые разности. Мощность силла  $\approx 75,0$  м.

Внутреннее строение и состав пород следующего, седьмого силла, выходящего на островах и восточном берегу оз. Мунозера в районе д. Мунозеро, подобны строению и составу шестого силла. Данный силл отделен от вышележащих габбро-диабазов пачкой шунгитсодержащих алевролитовых туфов. Мощность его  $\approx 65,0$  м.

В д. Мунозеро западный склон водораздельной гряды сложен габбро-диабазами следующего, восьмого силла. Габбро-диабазы, имеющие хорошо выраженную столбчатую отдельность в основании силла, представлены среднезернистыми альбито-пироксеновыми разностями, переходящими в середине в крупнозернистые, а кровле — в меланократовые мелкозернистые. Габбро-диабазы кровли этого силла участками имеют миндалевидную текстуру и слабую пиритизацию. Мощность силла  $\approx 40,0$  м.

В пределах верхней части разреза, соответствующей уже второй пачке третьей толщи ятулия, к востоку от д. Мунозеро на вершине водораздельного хребта установлена нижняя часть следующего, девятого силла габбро-диабазов, сложенного среднезернистыми мезократовыми альбито-пироксеновыми разностями. Мощность обнаженной части силла  $\approx 21,0$  м.

По результатам предварительного петрографического изучения вещественного состава габбро-диабазов установлено, что в большинст-

ве случаев габбро-диабазы, развитые в районе озер Пялозера, Мун-озера и Сордолампи, имеют достаточно высокую степень амфиболизации. Первичный темноцветный минерал, представленный моноклинным пироксеном, довольно интенсивно амфиболизирован, в то время как в районе озер Гальозера, Мусталампи и Габозера породы содержат пироксен практически в неизменном виде. Свежие, очень слабо измененные альбито-пироксеновые габбро-диабазы были отмечены также М. А. Гиляровой (1941) в районе северных берегов озер Гомсельгского и Утокского.

В настоящее время представляется возможным рассматривать габбро-диабазы в качестве интрузивных аналогов излившихся основных лав, описание которых было дано при характеристике второй пачки третьей толщи ятулия. Остается пока невыясненным, с какими стадиями лавовых излияний связаны те или иные силы габбро-диабазов, однако применение петрохимического и петрологического анализов позволит в дальнейшем решить и эту задачу.

### Перидотиты

По мнению исследователей, работавших в пределах изученной нами территории, перидотиты следует рассматривать как комагматичные образования ультраосновных лав — пикритовых порфиритов. Полученные нами данные также позволяют считать перидотиты интрузивными аналогами лав базальтовых пикритовых порфиритов.

По наблюдениям М. А. Гиляровой (1941), перидотиты в районе западного берега оз. Кончезера, д. Мартнаволоок, горы Линдаваара, оз. Гомсельгского представляют собой отдельные, изолированные дайкообразные тела длиной до 2—3 км, которые имеют северо-западное простирание, пространственно приурочены к зонам разломов и являются частями расчлененного сбросами единого перидотитового массива, еще не вскрытого эрозией.

В исследованном районе, по нашим данным, перидотиты распространены в окрестностях озер Габозера, Кончезера и Гомсельгского, где они образуют единую пластовую силлообразную интрузию, внедрившуюся по поверхности раздела кремнистых алевропелитовых туфов и основных лав — плагиоклазовых диабазовых порфиритов (см. фиг. 54, VII, VIII). В районе известен только один случай (оз. Кончезеро, западный берег), когда силл перидотитов прорывает эффузивы и «отсекает» от их основания один лавовый покров (см. фиг. 54, II). Силл перидотитов в зависимости от складчатой структуры территории картируется, как правило, в виде узких полос, расширяющихся либо в центральных частях брахиморфных антиклинальных, либо в крыльях синклинальных структур.

В восточном крыле структуры перидотиты прослежены с западного берега оз. Кончезера до западного берега оз. Габозера, при этом мощность силла уменьшается в северо-западном направлении со 120 м у оз. Кончезера до 57 м в районе оз. Габозера. В западном крыле перидотиты прослежены от оз. Гомсельгского, где они слагают ядро пологой антиклинальной складки, до южного конца оз. Верхнее лампи. По ряду пересечений мощность силла изменяется с 60 м в районе д. Гомсельги (восточный берег оз. Гомсельгского) до 35 м в районе юго-восточного конца оз. Гальозера. В районе к северу от оз. Гальозера мощность силла перидотитов, видимо, не превышает 20—25 м. Полное выклинивание силла перидотитов, вероятно, происходит на широте оз. Верхнее лампи — северный конец оз. Габозера.

Таким образом, силл перидотитов только в изученной части распространен на площади, превышающей по длине 15 км и ширине 7 км. Можно предположить, что и перидотиты района оз. Карельского также являются частью этого крупного силла. Перидотиты в исследованном районе и на соседних площадях пространственно тесно связаны с районами распространения ультраосновных лав — пикритовых порфиритов. На всем протяжении в пределах изученной части силл сложен главным образом различной зернистости меланократовыми перидотитами, лишь в некоторых случаях в подошве и кровле отмечаются породы типа пикритов.

В районе восточного берега оз. М. Гомсельгского последовательность пород в вертикальном разрезе силла (снизу вверх) следующая:

1. Мелкозернистые, светло-серые, иногда пятнистые пикриты, имеющие тонкую плитчатую пластовую отдельность, падающую на северо-восток  $45^\circ$  под углом  $10-15^\circ$ . По пластовой отдельности развиты тремолитокварцевые жилы, некоторые из них достигают мощности 0,3—0,4 м. Мощность 3—4 м.

2. Мелко- и среднезернистые перидотиты, имеющие постепенные переходы от пикритов. Породы равномернозернистые, меланократовые, сильно серпентинизированные и хлоритизированные. В их основной массе местами отмечается тонкая рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита. Мощность  $\approx 12,0$  м.

3. Средне- и крупнозернистые, неравномернозернистые, иногда шлировые перидотиты, содержащие в основной массе крупные кристаллы моноклинного пироксена и редкие псевдоморфозы серпентина по оливину. В некоторых участках в средней зоне установлены мало-мощные зоны по 3—4 м, сложенные перидотитами, первоначально обогащенными оливином, который в шлифах устанавливается в виде серпентиновых псевдоморфоз. Иногда здесь же встречаются либо шлировые зоны, либо прослои мощностью до 6 м, сложенные пегматоидными перидотитами с крупными (до 1 см) кристаллами моноклинного пироксена.

Средне- и крупнозернистые перидотиты в ряде случаев по пластовой отдельности секутся тонкими (до 4 см) жилками, сложенными тремолитовым асбестом. Мощность  $\approx 30,0$  м.

4. Выше с постепенными переходами следуют средне- и крупнозернистые меланократовые перидотиты, иногда содержащие рассеянную сульфидную вкрапленность. Мощность  $\approx 10-12$  м.

5. В кровле силла, имеющего неровную контактовую поверхность с вмещающими породами — плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами, установлены мелко- и среднезернистые перидотиты с очень высокой степенью серпентинизации и хлоритизации, в большинстве случаев породы сильно осветлены и частично гематитизированы. Мощность  $\approx 3-4$  м.

Общая мощность силла перидотитов в данном пересечении составляет около 60 м.

#### РАЙОН ОЗ. ПАЛЬЕОЗЕРА

В ходе тематических исследований на северо-западном берегу и островах Большой и Малый Букки оз. Пальеозера в 1968 г. были обнаружены основные эффузивные породы в кровле верхнеятулийских отложений койкарско-медвежьегорского типа разреза. До настоящего времени подобные образования в верхах ятулия (кроме суйсар-



ских отложений в онежском типе разреза ятулия) известны не были.

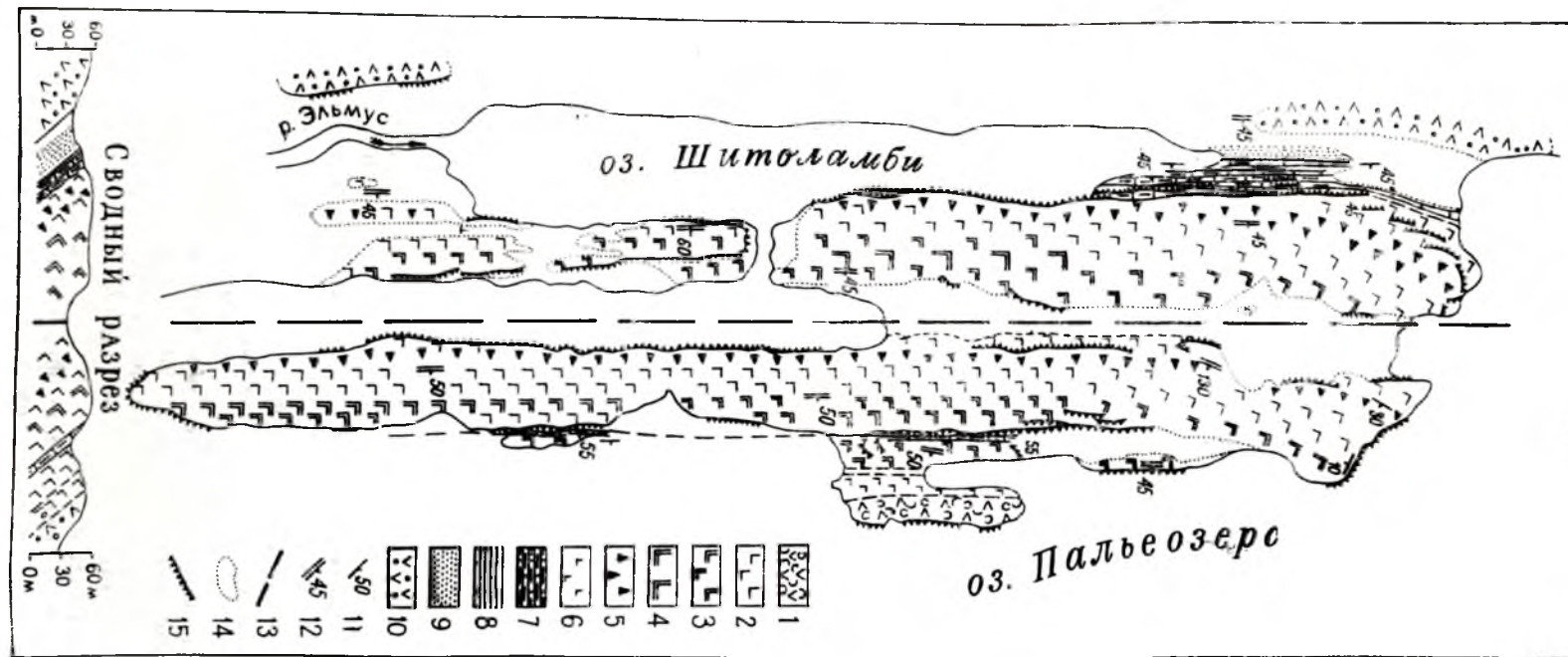
В северо-западной части оз. Пальеозера ятулийские отложения слагают замковую часть синклинальной складки, в ядре которой и залегают верхнеятулийские породы. Они располагаются на основных эффузивах среднего ятулия и, как показало изучение их по керну буровых скважин южнее оз. Шаргиламба, имеют в основании пласт кварцевых конгломератов, неравномернозернистых кварцито-песчанников. Выше залегает пачка переслаивания песчаников с бурыми, розовато-серыми глинистыми сланцами мощностью до 15—20 м, а еще выше пачка карбонатных пород (доломитов, известняков) мощностью до 15 м (Соколов, 1963). На карбонатных породах с интрузивным контактом залегают габбро-диабазы, слагающие три пластовосекущих силла.

Первый силл, в наилучшей степени обнаженный на водораздельном хребте между озерами Шитоламба и Пальеозером, прослеживающийся на значительной площади от северного конца оз. Пальеозера до южного конца оз. Сухого (район д. Койкары), имеет на всем протяжении мощность около 90 м. В районе мыса и полуострова при впадении в оз. Пальеозеро руч. Эльмус (фиг. 62) этот силл, залегающий в ядре синклинали, разбит на две части зоной вертикально падающего разлома с амплитудой перемещения 180—200 м, в результате чего здесь картируются две полосы рудных габбро-диабазов. Силл имеет симметричное сложение, подошва и кровля сложены мелкозернистыми (до афанитовых) меланократовыми габбро-диабазами, затем следует зона пойкилоофитовых габбро-диабазов с горизонтом (2—5 м) рудных габбро-диабазов в ее основании; среднюю часть силла, несколько смещенную в кровле, слагают пегматоидные лейкократовые габбро-диабазы и альбититы (карьялиты). Зона рудных габбро-диабазов с сегрегационно-магматической вкрапленностью титаномagnetита является хорошим маркирующим горизонтом, позволяющим детализировать строение силла в других удаленных участках.

Второй силл, отделенный от первого 3—5-метровым горизонтом пестроокрашенных скарнированных доломитов, имеет значительно меньшее площадное распространение и мощность, не превышающую 20 м. Он сложен практически однородными и равномернозернистыми, главным образом офитовыми альбито-роговообманковыми мезократовыми габбро-диабазами с незначительной вкрапленностью титаномagnetита, чем резко отличается от нижележащего силла.

Третий силл сложен существенно мелкозернистыми, реже среднезернистыми меланократовыми габбро-диабазами, которые в подошве и кровле представлены наиболее мелкозернистыми (афанитовыми) разностями, а в средней части — среднезернистыми слабо эпидотизированными и пиритизированными. Породы данного силла имеют незначительное площадное распространение и установлены лишь на полуострове в районе впадения руч. Эльмус в оз. Пальеозеро. Мощность силла не превышает, вероятно, 30 м.

В зонах непосредственных контактов габбро-диабазов с вмещающими породами устанавливаются скарны различного минерального состава. Карбонатные породы на контакте с рудной интрузией габбро-диабазов подвергаются скарнированию с образованием тремолито-актинолитовых и гранатовых скарнов мощностью до 2 м, скарнирование в данном случае сопровождается частичной эпидотизацией и пиритизацией. Песчано-глинистые породы и сланцы подвергаются скарнированию с образованием существенно гранатовых скарнов и эпидозитов.



Фиг. 62. Схема геологического строения Пальеозерской рудной интрузии и вмещающих пород.

1 — диабазы, диабазовые брекчии (лавобрекчии); 2 — габбро-диабазы мелкозернистые (третий силл); 3 — габбро-диабазы среднезернистые (второй силл); 4 — габбро-диабазы крупнозернистые (первый силл); 5 — горизонт вкрап (пегматондные) рудной интрузии лентных титаномагнетитовых руд; 6 — габбро-диабазы мелкозернистые подошвы первого силла; 7 — скарны (тремолитовые, гранитовые); 8 — известняки и доломиты; 9 — гравелиты и кварцито-песчаники; 10 — диабазы миндалекаменные; 11 — элементы залегания слонистости пород; 12 — элементы залегания отдельности пород; 13 — зона разлома; 14 — контуры обнажений; 15 — скальные уступы.

В некоторых случаях в зонах экзоконтактов рудных габбро-диабазов отмечаются или участки сильной гематитизации, или линзы, прослои, полностью сложенные гематитом.

Выше среднезернистых габбро-диабазов третьего силла по разрезу следует лавовый горизонт, состоящий не менее чем из 17 переслаивающихся диабазовых лавовых потоков общей мощностью 65 м (фиг. 63). Зона непосредственного контакта лав и подстилающих их габбро-диабазов обнажена по простиранию только лишь на расстоянии 2,5—3,5 м, где видно, что на ровной слабоволнистой поверхности закаленных, несколько трещиноватых афанитовых габбро-диабазов с сильно хлоритизированной и эпидотизированной основной массой залегает лавовый поток из основания лавовой толщи мощностью 0,8 м, сложенный массивными мелкозернистыми сильно хлоритизированными и биотитизированными диабазами. В нижней части разреза лав установлено несколько таких же маломощных лавовых потоков с массивным сложением и с сморщинистой слабоволнистой поверхностью кровли. Характерной особенностью лавовых потоков этой нижней части лавовой толщи являются их небольшая мощность, массивное сложение, отсутствие в диабазах миндалекаменных текстур, а также наличие волнистой (морщинистой) корочки в кровле потоков.

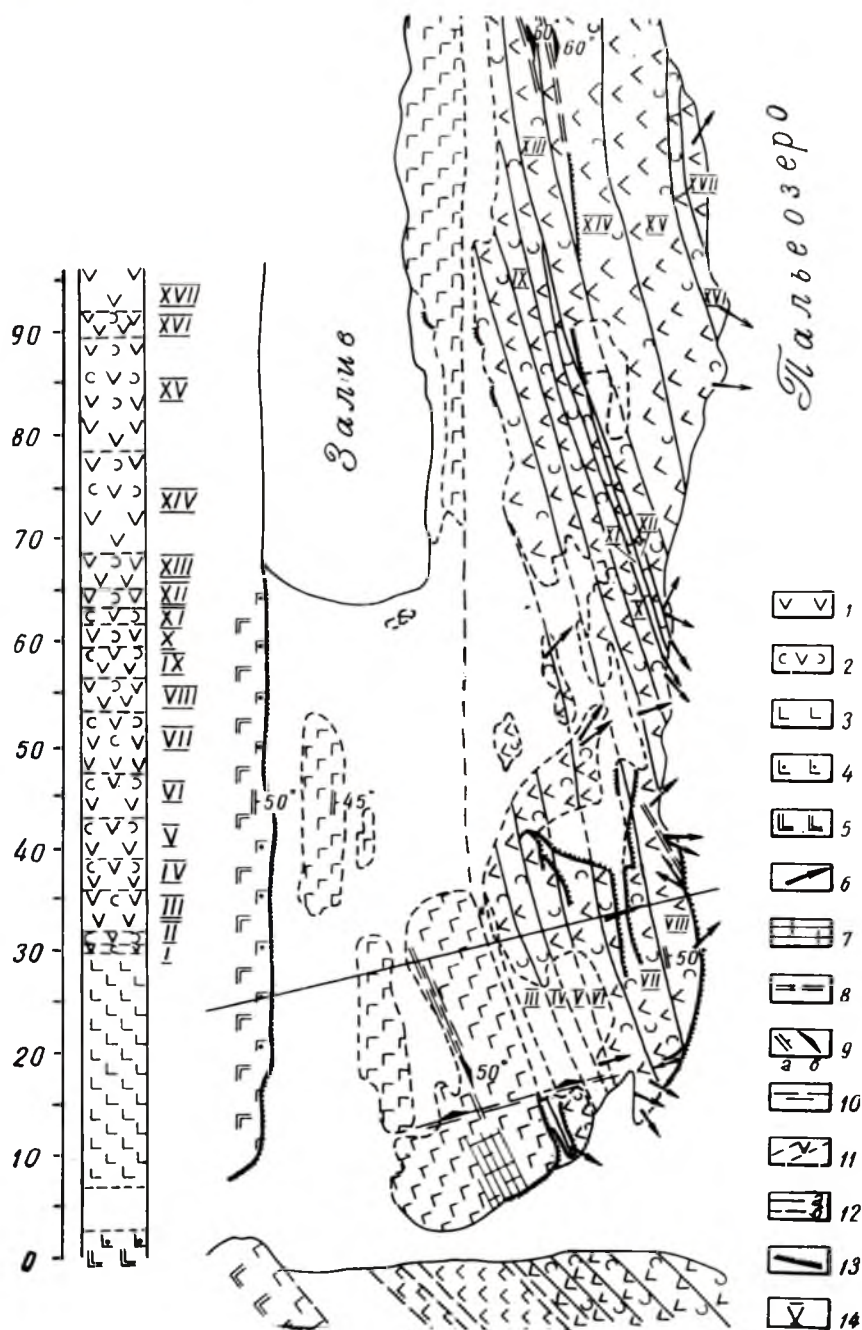
Выше по разрезу следует несколько диабазовых лавовых потоков, у которых нижняя часть (реже средняя) сложена массивными диабазами, обнаруживающими слабые признаки дробления (разламывания), а верхняя часть — брекчированными разностями (диабазовыми лавобрекчиями). Участками эти лавовые потоки в кровле также имеют следы (остатки) волнистой поверхности. Морфологической особенностью данной группы лавовых потоков является слабая степень перемещения обломочного материала и примерно одинаковый размер фрагментов.

В ряде участков лавобрекчий наблюдаются плотно «упакованные» обломки диабазов, которые можно рассматривать как куски растрескавшейся лавы, не испытывавшие перемещения относительно друг друга; при этом отмечается уменьшение степени раздробленности к подошве потоков. Лишь в поверхностной зоне потока под корочкой закалки иногда наблюдаются признаки перемещения фрагментов с образованием ориентированных упорядоченных текстур течения.

Затем следует серия диабазовых лавовых потоков, сложенных лавобрекчиями, лишь в некоторых из них в подошве отмечаются массивные диабазы, обнаруживающие слабую степень раздробленности. Лавовыми потоками лавобрекчий заканчивается обнаженная часть разреза верхнего ятулия. Основными морфологическими особенностями потоков лавобрекчий являются достаточно резкая изменчивость мощностей разных потоков в изученной части разреза, абсолютное преобладание потоков, состоящих из лавобрекчий, признаки частичного или полного выклинивания некоторых из них по простиранию в северо-северо-западном направлении. В тех случаях, когда удавалось наблюдать обрывки поверхностей кровли лавовых потоков, сложенных лавобрекчиями, на них, как правило, имелись морщинистые волнистые текстуры течения, показанные на фиг. 63 специальным знаком. Поверхность потоков лавобрекчий характеризуется отсутствием корочки закалки, кровля потоков сложена тонкораздробленной (до 3—4 см в диаметре) породой с очень редкими глыбами (размером до 15—20 см). При этом волнистость обусловлена валикообразными параллельно изогнутыми в виде дуг полосами мелкораздробленной массы.

Пространственное распределение фрагментов в зонах лавобрекчий некоторых лавовых потоков свидетельствует об их интенсивном

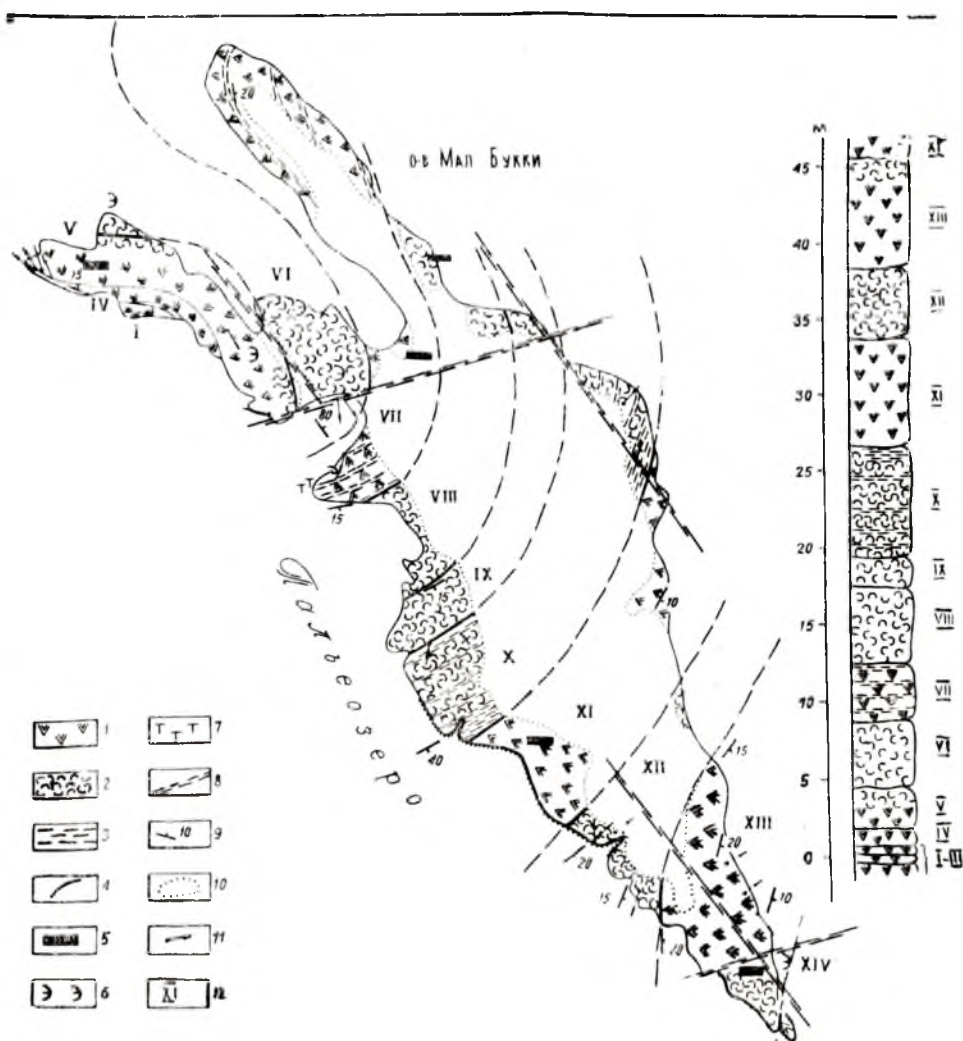




Фиг. 63. Геологическое строение верхнеятульской лавовой толщи района оз. Пальеозера.

1 — диабазы массивные; 2 — диабазы брекчированные (диабазовые автобрекчии); 3 — габбро-диабазы мелкозернистые третьего силла; 4 — габбро-диабазы зоны закалки кровли второго силла; 5 — габбро-диабазы среднезернистые второго силла; 6 — направления течения лавы; 7 — призматическая отдельность; 8 — плитчатая отдельность; 9 — элементы залегания: а — отдельности, б — сланцеватости; 10 — зоны рассланцевания; 11 — выделенные лавовые потоки; 12 — геологические границы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 13 — скальные уступы; 14 — номера лавовых потоков.





Фиг. 64. Схема геологического строения острова М. Букки оз. Пальеозера.

Верхний ятулий: 1 — диабазы и диабазовые порфиры; 2 — крупнообломочные лавобрекчии диабазов и диабазовых порфиритов; 3 — мелкообломочные брекчии диабазов и диабазовых порфиритов; 4 — границы лавовых потоков; 5 — зоны пиритизации; 6 — участки эпидотизации; 7 — турмалинизация; 8 — зоны расщепления; 9 — элементы залегания пластовой отдельности; 10 — контуры обнажений; 11 — направления ориентировки лавовых языков; 12 — номера лавовых потоков.

перемещении в процессе формирования потоков. В ряде обнажений наблюдаются участки обтекания крупных фрагментов мелкими, полосовидное распределение различающихся по величине обломков и, наконец, расположение крупных глыб длинными осями в плоскости лавового потока. Кроме того, в ряде участков среди лавобрекчий отмечены отдельные «струны», сложенные мелкоизмельченным диабазовым материалом, четко выделяющиеся по строго ориентированному расположению обломков.

Общей особенностью верхнеятулийских эффузивных образований данного разреза является достаточно сильная эпидотизация лавового цемента и поверхностей обломков с образованием эпидотовых кайм.

В некоторых случаях эпидотизация сопровождается частичной альбитизацией, пиритизацией и хлоритизацией цемента лавобрекчий и массивных диабазов.

Выходы лавобрекчий верхнего ятулия кроме охарактеризованного разреза установлены также на островах Большой и Малый Букки. На фиг. 64 показано строение части разреза (по-видимому, средней) верхнеятулийских эффузивов острова М. Букки, представленной переслаиванием 14 потоков общей мощностью 50 м. Здесь строение лавовых потоков аналогично вышеописанному. Отличие заключается в присутствии потоков лавобрекчий с упорядочным полосовидным распределением крупных и мелких фрагментов, а также в более высокой степени эпидотизации и турмалинизации.

Формирование как силлов габбро-диабазов, так и эффузивов верхнего ятулия, по нашему мнению, контролировалось зоной глубинного долгоживущего разлома северо-северо-западного простирания, проходящего от северного конца оз. Пальеозера в сторону пос. Гирвас. С этим разломом, как было показано ранее, в свою очередь были связаны лавовые излияния нижнеятулийской и среднеятулийской вулканических фаз (Светов, Голубев, 1967). В то же время можно предположить, что установленные в пределах ятулийской Гирвасской вулканической зоны лавовые образования верхнеятулийской фазы вулканизма являются синхронными по времени формирования с начальными излияниями лав в пределах суйсарской вулканической области.

## ВЫВОДЫ О СТРОЕНИИ ВЕРХНЕЯТУЛИЙСКИХ — СУЙСАРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИОНЕЖЬЯ

В настоящем разделе охарактеризованы разрезы только нескольких участков из большой площади развития верхнеятулийских и суйсарских отложений Прионежья. Естественно, что эта геологическая информация может служить пока лишь основой для предварительных выводов о строении рассматриваемых образований и для определения задач дальнейших исследований.

Изложенный материал показывает, что во всех изученных районах отчетливо очерчивается нижняя граница верхнеятулийских отложений, которая проводится по контакту с основными лавами среднего ятулия. Так же отчетливо устанавливается строение низов верхнего ятулия, где с большим постоянством состава и мощности пород, с наличием водорослевого горизонта прослеживается толща карбонатных пород (в основном мраморизованных доломитов). Эта толща имеет значение маркирующей (опорной) при сопоставлении разрезов.

Вышележащие шунгито-карбонатно-сланцевые отложения (заонежской свиты), а также отложения, относимые к суйсарской свите как в западном, так и в восточном крыле Онежской структуры, образуют единый непрерывный геологический разрез без каких-либо признаков несогласия, хотя на разных участках состав пород и толщ имеет значительные различия.

В западном крыле выше толщи мраморизованных доломитов вначале залегает толща переслаивания слюдистых, слюдисто-кварцево-карбонатных, карбонатных пород (сланцев), тонкозернистых, чаще тонкослоистых, имеющих темно-серый, зеленовато-серый цвет. Развита и породы типа кривозеритов. Выше залегает толща туфогенно-осадоч-

ных пород, которые сменяются толщей переслаивания основных лав, туфов, туффигов, сланцев, шунгитовых пород, лидитов, карбонатных пород. Наличие здесь наряду с типичными для заонежской свиты породами основных лав и пирокластов значительно изменяет представление об общепризнанном составе заонежской свиты и наполняет ее новым содержанием. Установленная в данном районе часть разреза венчается толщей переслаивания лавовых покровов и потоков пикритовых порфиритов с туфами и туффитами. Эта часть разреза относится к отложениям, которые признаются суйсарскими. Осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные отложения района, имеющие суммарную мощность около 750 м, пересекаются силлами в различной степени амфиболитизированных пироксеновых габбро-диабазов, а также пластово-секущими телами (силлами) перидотитов.

В восточном крыле Онежской структуры на территории Заонежья выше толщи мраморизованных доломитов залегают переслаивающиеся между собой слюдистые, слюдисто-кварцево-карбонатные, карбонатные породы (в том числе кривозериты), которые содержат иногда примесь шунгитового материала. Выше следует толща переслаивания кремнисто-альбито-актинолитовых, кремнисто-альбито-хлоритовых и других сланцев, редких покровов основного состава, разнообразных туфов, туфосланцев, частью карбонатных и кремнистых пород и шунгитов.

Шунгитовые породы тяготеют к трем стратиграфическим уровням в разрезе толщи. Эта толща пород, которая считается стратотипической для заонежской свиты (хотя полный ее разрез описан только в последние годы), как показало ее изучение и что отмечено выше, несет в себе новые качественные признаки — большое количество пирокластов по всему разрезу. По этому признаку данная толща имеет большое сходство с вышележащей толщей, которая сложена туфами, туффитами и признается суйсарской, хотя содержит значительное количество шунгитосодержащих пород. Суммарная мощность установленного разреза верхнеятулийских — суйсарских отложений вместе с залегающими здесь в кровле своеобразными карбонатными и обломочными породами достигает в этом районе 1100 м. Толщи осадочно-вулканогенных отложений включают силлы, сложенные актинолитовыми и пироксено-актинолитовыми габбро-диабазам.

Приведенная краткая характеристика верхнеятулийских — нижнесуйсарских отложений из разных районов (так же как и сделанное выше их описание) подтверждает тезис о их геологическом единстве и согласном залегании. Вместе с тем становится очевидным, что используемые ранее критерии отличия (состав пород, литологические признаки и др.) заонежских отложений от суйсарских требуют пересмотра. В связи с этим пока остается открытым и вопрос о геологической границе между верхнеятулийскими и суйсарскими отложениями (если, конечно, сохранится необходимость в стратиграфическом разделении толщ на ятулийские и суйсарские).

При решении вопроса о строении верхнеятулийских — суйсарских отложений существенное значение будет иметь всестороннее геолого-петрологическое изучение вулканогенных образований (эффузивов, пирокластов), среди которых обособляются различные по составу и стратиграфическому положению две группы пород. Одна группа (диабазы, диабазовые порфириты) тяготеет к заонежской свите, другая (пикритовые порфириты и связанные с ними брекчии), залегающая стратиграфически выше, и будет, по-видимому, представлять породы собственно суйсарской свиты.



## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ ПО ПРОБЛЕМЕ ГЕОЛОГИИ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изложенный выше фактический материал показывает, что существующие ныне представления об объеме среднего протерозоя в составе сариолийского, ятулийского и суйсарского отделов (Кратц, 1963) или же в составе тунгудско-надвоицкой, сариолийской, ятулийской, сортавальской, ладожской и каменноборско-шокшинской серий (Негруца, Богданов, 1968) нуждаются в уточнении. Это прежде всего касается вопроса о нижней и верхней границе среднего протерозоя.

1. Как показано в первом разделе настоящей работы, конгломератовые образования сариолия образуют с вулканогенными толщами (большезерской, тунгудско-надвоицкой серий) единый вулканогенно-осадочный комплекс, который с угловым несогласием перекрывает гнейсо-гранитные породы архея — нижнего протерозоя и сланцевые толщи нижнего протерозоя. На образованиях данного комплекса с угловым несогласием и корой выветривания в основании залегают ятулийские отложения. Комплекс конгломератово-вулканогенных образований в некоторых тектонических зонах имеет в своем составе большое количество кислых эффузивов, сечется гигабиссальными интрузиями кислых пород. По составу и фаціальным особенностям слагающих его пород, характеру магматизма, типам тектонических структур описываемый комплекс резко отличается от подстилающих и перекрывающих его комплексов и, по нашему мнению, соответствует самостоятельному тектоно-магматическому циклу, представляя образования орогенного (постгеосинклинального) этапа развития карельского участка земной коры.

В связи с этим выдвигается вопрос: к среднему или нижнему протерозою следует относить названный комплекс?

При установлении нижней границы среднего протерозоя (Перевозчикова, 1957; Нумерова, 1936; Кратц, 1958, 1963 и др.) геологическая аргументация сводилась к признанию того, что сариолийские конгломераты залегают несогласно на дислоцированных диабазовых и сланцевых толщах и что это несогласие маркирует период резкой смены в характере развития тектонических структур и осадконакопления. Конгломератовые толщи, согласно теоретическим предпосылкам этой гипотезы, отмечали начало формирования нового (постгеосинклинального) этапа развития, который и был определен как среднепротерозойский. Радиологические данные, казалось бы, подтверждали этот вывод. Однако в свете новых фактических материалов, когда устанавливается тесная геологическая связь конгломератовых и диабазовых толщ, приходится, опираясь на ту же аргументацию положения границы между нижним и средним протерозоем, эту границу проводить не ниже, а выше сариолия, входящего в состав единого конгломератово-вулканогенного комплекса. Данный комплекс в рамках выделенных сейчас подгрупп следует относить к нижнему протерозою, а границу среднего протерозоя проводить в основании ятулийских образований.

Это предположение подтверждается следующими положениями:

— полифаціальные толщи ятулия отделены от подстилающих пород (в том числе и сариолийских) угловым несогласием и площадной корой химического выветривания;

— по составу осадочных и магматических пород, их формационной принадлежности, степени метаморфизма, типам тектонических (седи-



ментационных и постседиментационных) структур ятулийские образования резко отличаются от всех подстилающих;

— радиологические цифры возраста магматизма и метаморфизма, которые также принимаются в расчет при выделении ниже- и среднепротерозойских образований, указывают, что этапу 1760—1700 млн. лет (среднепротерозойский этап, по К. О. Кратцу, 1963) отвечают в основном определения, сделанные из собственно ятулийских пород.

Все это является указателем резкой смены в характере развития тектонических структур, осадконакопления и проявлений магматизма на рубеже сумийско-сариолийского и ятулийского времени.

2. Выделение самостоятельного сумийско-сариолийского комплекса требует и решения многих геологических задач на основе детального и комплексного литолого-вулканологического изучения его образований. Необходимы:

— расширение географии дополнительных исследований конгломератовых и вулканогенных толщ на районы Восточно-Карельской и Северо-Карельской зон карелид, где возможно нахождение новых типов разреза комплекса;

— изучение основных и кислых вулканитов (и сопряженных с вулканизмом интрузивов) на участках, где не развиты конгломераты;

— проработка литологических и вулканологических вопросов для составления фациальных, палеогеографических и палеовулканологических схем;

— переход к установлению металлогенических особенностей образований комплекса для составления прогнозных карт на различные типы полезных ископаемых.

3. Проведение формальной границы нижнего — среднего протерозоя в подошве ятулия и выше сумийско-сариолийских отложений влечет за собою необходимость уточнения геотектонической категории ятулийских образований.

При сравнительном анализе тектонических форм, состава осадков и формаций, проявлений магматизма в ятулии с типичными (теоретическими) орогенными и платформенными формациями был сделан вывод (Соколов, 1970), что ятулийские отложения формировались в платформенных условиях (покровов платформы), отражая переход от этапа становления (катаплатформенного) к этапу собственно платформенного развития.

Однако многие вопросы геологии ятулийских отложений требуют дополнительного уточнения, проверки. Некоторые задачи дальнейших исследований:

— углубление сравнительного анализа литолого-вулканолого-геологических особенностей ятулийских и типичных орогенных и платформенных толщ;

— продолжение исследований по выявлению взаимосвязи геологического развития и становления доятулийских геотектонических зон с формированием ятулийских конседиментационных областей (унаследованности) и специфики геологической истории ятулия;

— унификация стратиграфических схем и корреляция ятулийских отложений на всей территории Балтийского щита;

— углубление исследований по металлогенической специализации осадочных и магматических комплексов ятулия.

4. Получение новых материалов о переходах от верхнеятулийских (заонежская свита) отложений к суйсарским, установление новых особенностей их внутреннего строения выдвигают и ряд задач по дальней-

шему изучению верхнеятулийских — суйсарских образований также на основе детальных комплексных литолого-вулканологических исследований:

— продолжить работы по внутренней стратификации с упором на выявление специфики фаз вулканизма, их сопряженности с ходом тектонического развития и осадконакопления;

— углублять изучение природы шунгитового вещества и свойств всех типов шунгитовых пород на основе нового фактического материала, полученного в Прионежье и других районах развития шунгитонесных толщ в Карелии;

— изучать фациальные особенности и петрологические характеристики вулканогенных образований собственно суйсарского комплекса.

5. Решение вопроса о верхней границе среднего протерозоя требует специальных исследований на основе нового фактического материала и с применением комплексных методов с учетом геологических взаимоотношений между образованиями, которые выделены под названием бесовецкой, вашезерской и других свит, и отложениями каменноборской толщи (свиты) юттия.

6. Приток новой геологической информации и пересмотр некоторых критериев стратиграфического расчленения среднепротерозойских образований делают все более необходимой разработку новой номенклатуры стратиграфических подразделений различного ранга для докембрийских образований в целом. При этом следует помнить указание стратиграфической конференции (Ленинград, 1967) о том, что подразделения, установленные для неогена, не отвечают критериям, практически возможным для докембрия.

## ЛИТЕРАТУРА

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. 1962. Новые данные по стратиграфии Северо-Карельской зоны протерозоя. — Вести. ЛГУ, № 24, сер. геол., вып. 9.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. 1964. О конгломератах протерозоя северной Карелии. — Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, № 6.

Борисов П. А. 1910. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонецкой губернии. — В кн.: Мат-лы по стат.-эконом. обследованию Олон. губ. Петрозаводск.

Бурьянова И. З., Фаворская М. А. 1961. О происхождении шаровых лав Южного Сихотэ-Алиня. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.

Бутенев Н. 1828. Описание Оленьих островов. — Горн. журн., ч. 1, кн. 3.

Бутенев Н. 1830. Геогностическое обозрение западного берега Онежского озера. — Горн. журн., ч. 2, кн. 5.

Бутин Р. В. 1969. Ископаемые Суапорфугеае в протерозойских карбонатных отложениях южной Карелии. — Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, № 2.

Бутин Р. В. 1960. Органические остатки в протерозойских отложениях южной Карелии. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 2.

Бутин Р. В. 1966. Ископаемые водоросли протерозоя Карелии. — В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.

Волотовская Н. А. 1948. Магматический комплекс района Больших островов северо-западного Приладожья. — Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 4.

Вяурюнен Х. 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд. иностр. лит. Галдобина Л. П. 1966. Опыт применения фациально-циклического анализа к изучению докембрийских осадочных толщ Карелии. — Литология и полезные ископаемые, № 3.

Гельмерсен Г. П. 1860. Геогностическое исследование Олонецкого горного округа, произведенное в 1851, 1857, 1858 и 1859 гг. — Горн. журн., ч. 4, № 12.

Гилярова М. А. 1941. Спилиты Кончезерского района Карело-Финской ССР. Изд. ЛГУ.

Гилярова М. А. 1948. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. — Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 1.

Гилярова М. А. 1949. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии. — Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 2.

- Гилярова М. А. 1955. К стратиграфии докембрия Косозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР.—Вестн. ЛГУ, № 1. Сер. биол., геогр., геол. вып. 1.
- Гилярова М. А. 1956. Стратиграфическое положение суйсарского вулканического комплекса. — Уч. зап. ЛГУ, № 209, сер. геол. наук, вып. 7.
- Гилярова М. А. 1962. О некоторых спорных проблемах геологии докембрия Карелии. — Вестн. ЛГУ, № 24, сер. геол., вып. 4.
- Гилярова М. А. 1963. Базальные образования Карелии (нижний протерозой) района Парандово—Надвоицы Карельской АССР.—Вестн. ЛГУ, № 18, сер. геол. и геогр., вып. 3.
- Гилярова М. А. 1966. Опыт изучения древних эффузивов и пирокластов. — В кн. Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ. «Недра».
- Гилярова М. А. 1967. Принципы картирования разновозрастных супракрустальных комплексов докембрия на примере ряда районов Карело-Кольского региона.—В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука».
- Гилярова М. А. 1968. Стратиграфия и структуры района Куоляярви — Панаярви северо-западной Карелии. — В кн.: Региональная геология. Изд. ЛГУ.
- Гилярова М. А. 1969. Стратиграфия и структуры среднего докембрия восточной части Балтийского щита. Автореф. докт. дисс. Л.
- Демидов Н. Ф. 1960. Фациальные типы протерозойских комплексов северной Карелии и их геологическое соотношение. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 26.
- Джрбашян Р. Т. 1961. Сферолитовые лавы окрестностей села Гамза-Чиман.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 11.
- Зак С. И., Яковлева В. В. 1966. К проблеме тектонического районирования докембрия восточной части Балтийского щита. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск.
- Иностранцев А. А. 1874. О вариолите. — Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. 5, вып. 1.
- Иностранцев А. А. 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений. СПб. Мат-лы по геол. России, т. 7.
- Комаров. 1842. Геогностические примечания к карте Олонецкого горного округа. — Горн. журн., ч. 1, кн. 2.
- Корякин А. С. 1966. Опыт изучения метаморфизованных докембрийских кор континентального выветривания на примере центральной Карелии.—ДАН СССР, т. 166, № 1.
- Корякин А. С. 1967. К вопросу о докембрийских корах континентального выветривания. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. «Недра».
- Кратц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. — Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 5.
- Кратц К. О. 1958. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. — Изв. Карельск. и Кольск. филиалов АН СССР, № 2.
- Кратц К. О., Шуркин К. А. 1960. Геология докембрия восточной части Балтийского щита.—В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. МГК, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. Изд. АН СССР.
- Кратц К. О., Лазарев Ю. И. 1961. Основные черты тектонических структур ятулия. — В кн.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск.
- Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии.—Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 16.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1888. Олонечкая диабазовая формация. СПб. Тр. об-ва естествоиспыт., т. 19.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1949а. Вариолиты Ялгубы Олонечкой губернии. Избр. тр., т. 1. М.—Л.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1949б. О своеобразном типе дифференциации в вариолите Ялгубы (пример ликвидации магмы на две несмешивающиеся жидкости). Избр. тр., т. 1. М.—Л.
- Лобанов И. Н. 1961. Минералогия и происхождение ятулийских кварцевых конгломератов Карелии.—Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 15.
- Лобанов И. Н. 1962а. Слоистые текстуры в ятулийских кварцитах Карелии. — Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, № 2.
- Лобанов И. Н. 1962б. Ятулийские кварцевые конгломераты Карелии и их происхождение.—Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Лобанов И. Н. 1963. Протерозойские валунно-галечные конгломераты р. Кумсы в Карелии. — Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, № 11.
- Малеев Е. Ф. 1963. Вулканы Амурско-Уссурийской низменности.—В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., Изд. АН СССР.
- Московченко Н. И. 1969. Эволюция процессов метаморфизма северо-карельского складчатого пояса. Автореф. канд. дисс. М.
- Негруца В. З. 1963. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений центральной Карелии.—Сов. геология, № 7.
- Негруца В. З., Негруца Т. Ф. 1965. Литология и условия образования протерозойских кварцевых конгломератов Карелии в связи с их золотоносностью. — Литология и полезные ископаемые, № 6.



**Негруца В. З.** 1966. Опыт фациального изучения кварцевых конгломератов Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ. «Недра».

**Негруца В. З.** 1967. Опыт составления палеогеографических карт протерозоя Карелии на основе данных структурно-фациального изучения опорных структур карелид. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.

**Негруца В. З., Негруца Т. Ф.** 1967. Литогенетический метод изучения протерозойских терригенных образований Карелии и его значение для структурного картирования. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука».

**Негруца Т. Ф.** 1967. Геологическое строение карелид юго-западного крыла Лехтинского синклинория. — Вестн. ЛГУ, № 18. Геология, география, вып. 3.

**Негруца В. З., Богданов Ю. Б.** 1968. Восточная часть Балтийского щита. Карелия (Протерозой). — В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1. М., «Недра».

**Неуструев Ю. С.** 1937. Карелиды северной Карелии. — В кн.: Северная экскурсия КАССР. М.—Л. (МГК, XVII сессия).

**Новикова А. С., Чахмахчев В. Г.** 1967. К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций. — Геотектоника, № 4.

**Нумерова В. Н.** 1936. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кестеньгского района КАССР. — Сб. Ленингр. геол. треста, № 1.

**Озерецковский Н. Я.** 1792. Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому. СПб.

**Перевозчикова В. А.** 1957. Геология протерозоя Карелии. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР, № 1.

**Рийконен О. А.** 1960. К геологии протерозоя побережья Сегозера. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 26.

**Робонен В. И.** 1958. Новые данные по стратиграфии нижнего протерозоя б. Тунгудского района Карелии. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 11.

**Робонен В. И.** 1959. Геосинклинальные формации Шуэзерского синклинория восточной Карелии. — Изв. Карельск. и Колыск. филиалов АН СССР, № 4.

**Робонен В. И.** 1960. Стратификация протерозоя района Шомбозера. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 26.

**Робонен В. И.** 1966. Стратиграфия протерозоя района Парандово — Надвоицы (восточная Карелия). — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск.

**Светов А. П.** 1968а. Основные закономерности эволюции ятулийского вулканизма центральной Карелии и связь с ним рудной минерализации. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Апатиты.

**Светов А. П.** 1968б. Некоторые петрографические особенности ятулийского вулканического комплекса центральной Карелии. — Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 1.

**Светов А. П., Голубев А. И.** 1967. Вулканический аппарат ятулийского вулканического комплекса центральной Карелии. — ДАН СССР, т. 171, № 1.

**Синицин А. В.** 1969. Сарколитские конгломераты озера Волома и проблемы сарколита в докембрии Карелии. — ДАН СССР, т. 189, № 2.

**Скрипченко Н. С.** 1965. Особенности кристаллизации и аутометаморфизма спилитов нижнекарбонатной вулканогенной формации Северного Кавказа. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 94, вып. 3.

**Соколов В. А.** 1955. К вопросу о происхождении протерозойских доломитов Прионежья. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 3.

**Соколов В. А.** 1956. К геологии верхнекарельских образований северного Прионежья. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 3.

**Соколов В. А.** 1958. К геологии протерозойских (верхнекарельских) карбонатных пород южной части КАССР. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 9.

**Соколов В. А.** 1959. Генетические типы доломитов среднего протерозоя южной Карелии. — Изв. Карельск. и Колыск. филиалов АН СССР, № 1.

**Соколов В. А.** 1960. О циклическом строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя южной Карелии. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 26.

**Соколов В. А., Бутин Р. В.** 1961. Новый водорослевый горизонт терригенно-карбонатной толщи ятулия в Прионежье. — ДАН СССР, т. 140, № 1.

**Соколов В. А.** 1963. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. Изд. АН СССР.

**Соколов В. А.** 1964. К геологии и палеогеографии ятулия Карелии. — В кн.: Геология докембрия. МГК. Докл. осв. геологов. XXII сессии. Проблема 10. «Недра».

**Соколов В. А.** 1966. Распространение органики и проблематика в протерозойских образованиях Карелии. — В кн.: Остатки организмов и проблематика протерозойских образований Карелии. Петрозаводск.

**Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др.** 1966. Некоторые формы предьятулийского погребенного рельефа в Карелии. — ДАН СССР, т. 168, № 2.



**Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др.** 1966. К литологии и палеогеографии ятулийских отложений района Сегозера — Елмозера. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск.

**Соколов В. А., Хейсканен К. И.** 1966. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания в Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. I. Вопросы литологии докембрийских метаморфических толщ. «Недра».

**Соколов В. А., Галдобина Л. П., Рылеев А. В. и др.** 1970. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. Петрозаводск.

**Соколов В. А.** 1970. Ятулий Карелии и смежных районов. Автореф. докт. дисс. М.  
**Стенарь М. М.** 1960. Осадочно-вулканогенные образования района Большезера. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 26.

**Стенарь М. М.** 1966. О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большезера (западная Карелия). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1.

**Стенарь М. М.** 1968. О нижнепротерозойском вулканизме в западной Карелии. — Тр. Ин-та геологии Карельск. филиала АН СССР, вып. 1.

**Судовников Н. Г.** 1934а. Геолого-петрографический очерк Шуэзерского района. — Тр. Ленингр. геол.-развед. треста, вып. 6.

**Судовников Н. Г.** 1934б. О метаморфических фациях ятулийских горных пород Шуэзерско-Пебозерского района. — Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., т. 13, вып. 2. Отд. геол. и минерал.

**Судовников Н. Г.** 1939. Материалы по петрологии западного Беломорья (Гранитизация пород Беломорья). — Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19.

**Тимофеев В. М.** 1909. О вариолите о-ва Суйсары. — Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. 40, вып. 1, № 2—3.

**Тимофеев В. М.** 1916. К вопросу о происхождении аморфного углерода типа шунгита. — Тр. СПб об-ва естествоиспыт., т. 38.

**Тимофеев В. М.** 1935. Петрография Карелии. М.—Л. (Петрография СССР, сер. 1. Региональная петрография, вып. 5).

**Турченко С. И.** 1970. Связь сульфидного оруденения со стадиями регионального метаморфизма на примере северной Карелии. Автореф. канд. дисс. М.

**Хейсканен К. И.** 1964. Некоторые черты динамики осадконакопления в средне- и верхнеятулийском бассейне центральной Карелии. — Сов. геология, № 12.

**Харитонов Л. Я.** 1937. Геологический очерк района Чебино—Покровское. — В кн.: Северная экскурсия. КАССР. М.—Л. (МГК, XVII сессия).

**Харитонов Л. Я.** 1938. Новые данные по стратиграфии и тектонике карельской формации Онего-Сегозерского водораздела. — Тр. Ленингр. геол. треста, вып. 17.

**Харитонов Л. Я.** 1941. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. — Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 23.

**Харитонов Л. Я.** 1949. Геология района дер. Чебино — г. Медвежьегорск — рудник Воронов Бор. — Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, № 2.

**Харитонов Л. Я.** 1955. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. — В кн.: Тр. 3-й сессии по определению абсолютного возраста геол. форм. М.—Л.

**Харитонов Л. Я.** 1958. Новые данные о геологии карельских образований южной Карелии. — Науч. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, № 4.

**Харитонов Л. Я.** 1960. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное обрамление. — В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия МГК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 9. Изд. АН СССР.

**Харитонов Л. Я.** 1963. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид. — Сов. геология, № 4.

**Харитонов Л. Я.** 1966. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада, вып. 8.

**Чернов В. М., Стенарь М. М.** 1960. Стратиграфия карельских образований западной Карелии. — Тр. Карельск. филиала АН СССР, вып. 26.

**Шуркин К. А.** 1968. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. «Наука».

**Энгельман.** 1938. Взгляд на геолого-геогностический состав Олонецкого горного округа. — Горн. журн., ч. 1, кн. 2.

**Eskola P.** 1919. Hufvuddragen av Onega — Kareliens geologi. Teknikern, 29.

**Eskola P.** 1925. The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. — Fennia, 45, N 19.

**Eskola P.** 1948. Über die Geologie von Ostkareliens. — Geol. Rund., Bd. 35, H. 2.

**Hackman V., Wilkman W.** 1929. Suomen Geologinen Yleiskartta. Lehti D. 6. Kulajärvi. Helsinki.

**Härme M.** 1949. On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, northern Finland.—Bull. Comm. Geol. Finlande, № 147.

**Härme M.** 1953. Suomen geologinen kartta, Lehti 2042. Karkkila. Kallioperäkartan selitys. Helsinki, Geologinen Tutkimuslaitos.

**Härme M., Perttunen V.** 1964. Stromatolite structures in Precambrian dolomite in Tervola, North Finland.—Bull. Comm. Geol. Finlande, № 212.

**Väyrynen H.** 1938. Notes on the Geology of Karelia and the Onega Region in the Summer of 1937.—Bull. Comm. Geol. Finlande, № 123.

**Väyrynen H.** 1939. On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region.—Bull. Comm. Geol. Finlande, № 124.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (В. А. Соколов)	3
<b>I. К проблеме геологии сариолия</b>	5
Вводные замечания (В. А. Соколов)	5
Строение разрезов сумийско-сариолийского вулканогенно-осадочного комплекса	8
Район р. Кумсы	8
Вулканогенная толща (А. П. Светов, А. И. Голубев)	11
Конгломератовая толща (Л. П. Галдобина, К. И. Хейсканен, Л. Ф. Бондарь)	24
Район д. Святнаволок — пос. Гирвас	36
Участок д. Святнаволок	38
Вулканогенная толща (А. П. Светов, А. И. Голубев)	38
Конгломератовая толща (Л. П. Галдобина, К. И. Хейсканен)	40
Участок д. Красная Речка	44
Вулканогенная толща (А. И. Голубев)	45
Конгломератовая толща (Л. П. Галдобина, А. И. Голубев, К. И. Хейсканен)	45
Район пос. Гумарино — оз. Селецкого (Л. П. Галдобина, К. И. Хейсканен)	48
Район оз. Сегозера (К. И. Хейсканен)	52
Район оз. Большезера (М. М. Стенарь)	56
Район оз. Кукасозера (Н. Ф. Демидов)	68
Район пос. Гайколя — р. Кепа (К. И. Хейсканен, А. И. Голубев)	75
Район оз. Панаярви (К. И. Хейсканен, А. И. Голубев)	75
Основные геологические выводы о внутреннем строении сариолия — сумия (В. А. Соколов, Л. П. Галдобина, К. И. Хейсканен, А. П. Светов, М. М. Стенарь, А. И. Голубев)	76
<b>II. К проблеме геологии ятулия</b>	82
Вводные замечания (В. А. Соколов)	82
Строение ятулийских толщ	82
Район оз. Чернозера (А. В. Пекуров, В. А. Соколов)	82
Район оз. Выгозера (А. В. Пекуров)	84
Район пос. Надвойцы (В. А. Соколов)	94
Район оз. Летнего — оз. Муезера (Л. П. Галдобина, В. А. Соколов, К. И. Хейсканен)	97
Район оз. Куйковарака — оз. Шоба — д. Саповара (В. А. Соколов, А. В. Рылеев, Ю. Ф. Стариков)	102
Район д. Гайколя — д. Кепа (В. А. Соколов)	106
Район оз. Панаярви — оз. Куолаярви (Л. П. Галдобина, В. А. Соколов, К. И. Хейсканен, А. И. Голубев)	109
Выводы по основным вопросам геологии ятулия	114
О нижней границе ятулия (В. А. Соколов)	114
Геологические взаимоотношения ятулия и сариолия (В. А. Соколов)	114



О базальных отложениях ятулия (В. А. Соколов, К. И. Хейсканен) . . . . .	119
Типы разрезов ятулийских отложений (В. А. Соколов) . . . . .	124
Корреляция ятулийских отложений разного типа в Карелии (В. А. Соколов) . . . . .	128
<b>III. К геологии верхнего ятулия — суйсария</b> . . . . .	133
Об объеме и стратиграфическом расчленении верхнеятулийских и суйсарских отложений в районе Прионежья (В. А. Соколов) . . . . .	133
Район Заонежского полуострова (Л. П. Галдобина, В. И. Горлов, С. Т. Громова, В. А. Подкопаев, Ю. И. Сацук, В. А. Соколов) . . . . .	134
Участок оз. Мунозера (Л. Ф. Бондарь) . . . . .	144
Район с. Спасская Губа — д. Гомсельга (Л. П. Галдобина, А. П. Светов, В. А. Соколов) . . . . .	153
Район оз. Пальеозера (А. П. Светов, А. И. Голубева, В. А. Соколов) . . . . .	171
Выводы о строении верхнеятулийских — суйсарских отложений Прионежья . . . . .	177
Общие выводы по проблеме геологии протерозоя и задачи дальнейших исследований (В. А. Соколов) . . . . .	179
Литература . . . . .	181